

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

AISLYN ALVARENGA

FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS COMO *PROXIES* DE CONDIÇÕES
OCEANOGRÁFICAS: IMPLICAÇÕES PARA A PALEOCEANOGRAFIA DA
MARGEM CONTINENTAL SUDESTE BRASILEIRA NOS ÚLTIMOS 50.000 ANOS

PONTAL DO PARANÁ

2020

AISLYN ALVARENGA

FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS COMO *PROXIES* DE CONDIÇÕES
OCEANOGRÁFICAS: IMPLICAÇÕES PARA A PALEOCEANOGRAFIA DA
MARGEM CONTINENTAL SUDESTE BRASILEIRA NOS ÚLTIMOS 50.000 ANOS

Dissertação apresentada como requisito parcial à
obtenção do título de Mestre em Sistemas
Costeiros e Oceânicos, Programa de Pós-
Graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos,
Campus Pontal do Paraná - Centro de Estudos do
Mar, Universidade Federal do Paraná.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Renata Hanae Nagai

PONTAL DO PARANÁ

2020

CATALOGAÇÃO NA FONTE:
UFPR / SiBi - Biblioteca do Centro de Estudos do Mar
Fernanda Pigozzi – CRB 9/1151

A862f Alvarenga, Aislyn
Foraminíferos planctônicos como proxies de condições oceanográficas: implicações para a paleoceanografia da margem continental Sudeste brasileira nos últimos 50.000 anos. / Aislyn Alvarenga. – Pontal do Paraná, 2020.

70 f.: il.; 29 cm.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Renata Hanae Nagai.

Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos, Centro de Estudos do Mar, Setor Reitoria, Universidade Federal do Paraná.

1. Foraminíferos. 2. Oceano - Temperatura. 3. Corrente do Brasil. 4. Paleotemperatura.
I. Título. II. Nagai, Renata Hanae. III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
REITORIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO SISTEMAS COSTEIROS
E OCEÂNICOS - 40001016054P6

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em SISTEMAS COSTEIROS E OCEÂNICOS da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de AISLYN ALVARENGA intitulada: Foraminíferos planctônicos como proxies de condições oceanográficas: implicações para a paleoceanografia da margem continental Sudeste brasileira nos últimos 50.000 anos, sob orientação da Profa. Dra. RENATA HANAE NAGAI, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Pontal do Paraná, 13 de Abril de 2020.

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO)

Assinatura Eletrônica

13/04/2020 16:55:53.0

RENATA HANAE NAGAI

Presidente da Banca Examinadora (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

14/04/2020 14:19:11.0

CINTIA YAMASHITA

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO)

Assinatura Eletrônica

13/04/2020 17:45:20.0

FABIANE SAYURI IWAI

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO)

Assinatura Eletrônica

14/04/2020 08:47:04.0

SILVIA HELENA DE MELLO E SOUSA

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO)

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente minha mãe Valéria por sempre me impulsionar e me apoiar incondicionalmente e por ser um exemplo que eu quero seguir na vida em todos os sentidos.

Agradeço também meu pai Fábio e minha vó Irma, por todo apoio e por sempre estarem comigo me incentivando mesmo com a distância física. Agradeço também aos demais familiares por todas as visitas e estímulo ao longo da vida acadêmica.

Aos queridos amigos novos e antigos que Pontal proporcionou e que certamente estarão comigo nos próximos momentos importantes.

A professora Renata Nagai, por me acompanhar desde a graduação com muita paciência e dedicação e por ser um exemplo de pessoa e profissional.

Aos colegas que estão ou já passaram pelo LabPaleo² pela boa e divertida convivência no lab.

Aos professores pelos ensinamentos e por contribuir tanto para o meu desenvolvimento profissional. E a todos os funcionários ligados ao Centro de Estudos do Mar e ao RU, sempre muito atenciosos.

Agradeço também a Universidade Federal do Paraná por proporcionar educação pública gratuita e de qualidade.

A Prof^a. Dr^a. Silvia Helena de Mello e Sousa por ceder as amostras utilizadas neste trabalho.

O presente trabalho pode ser realizado graças ao apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (Capes) - 40001016054p6 e ao apoio financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento Tecnológico e Científico (Processo CNPq 409749/2016-8).

RESUMO

Os foraminíferos planctônicos são amplamente utilizados como *proxies* paleoceanográficos devido a sua ótima preservação nos registros sedimentares marinhos. Neste trabalho, amostras de sedimentos superficiais coletados na Bacia de Campos e de um registro sedimentar marinho da Bacia de Santos (NAP63-1, 24°30'10" S, 44°11'28" W, 842 m) foram investigadas quanto ao seu conteúdo de foraminíferos planctônicos (na fração > 150 µm); com o objetivo de avaliar a distribuição espacial e variação temporal de associações modernas de foraminíferos planctônicos e reconstruir as condições paleoceanográficas da margem sudeste brasileira nos últimos 50.000 anos, respectivamente. Os sedimentos modernos foram coletados em dois transectos (em 21°S e 25°S), seguindo um gradiente batimétrico (de 400 a 3000m), no outono/inverno de 2008 e no verão de 2009. Não foi encontrada diferença significativa nos sedimentos superficiais da Bacia de Campos em relação a sua densidade total e riqueza de espécies de foraminíferos planctônicos para as diferenças temporais e espaciais estudadas. As associações modernas, entre 21°S e 25°S, são dominadas por espécies típicas de regiões com águas quentes e oligotróficas (*Globigerinoides ruber* (white e pink) e *Trilobatus sacculifer*), com menor contribuição de espécies indicadoras de ambientes mais produtivos (*Globigerina bulloides*, *Globigerina falconensis* e *Globigerinella siphonifera*). Para a reconstrução dos últimos 50.000 anos, as mudanças nas condições de temperatura da superfície do mar (SST) foram obtidas a partir da função de transferência (MAT) e da razão Mg/Ca em testas de *G. ruber* (white) *sensu stricto*. A produtividade foi investigada utilizando a razão entre *G. bulloides*/*G. ruber* e a abundância relativa de *G. bulloides*. Ao longo do último ciclo glacial, os diferentes estados de circulação da Circulação Meridional do Atlântico (AMOC) promoveram alterações hidrodinâmicas regionais. Essas alterações interferem na intensidade da Corrente do Brasil (BC) e, conseqüentemente, na ocorrência de eventos de afloramento da Água Central do Atlântico Sul (SACW) induzidos pelos vórtices da BC e por processos de ressurgência de quebra de plataforma. Durante os interglaciais (MIS3 e MIS1) valores relativamente altos de SST foram encontrados (entre 24 e 27°C). No MIS3 a produtividade na margem S/SE brasileira apresenta uma resposta positiva a eventos climáticos abruptos; enquanto no MIS1, os proxies sugerem menor produtividade marinha. No entanto, no glacial MIS2 os proxies sugerem produtividade relativamente maior do que nos interglaciais, provavelmente está relacionada a eventos de ressurgência de quebra de plataforma em um cenário de AMOC enfraquecida e BC mais forte. Ainda no MIS2, o enfraquecimento do AMOC também diminuiu o transporte inter-hemisférico de calor, aumentando da SST da margem S/SE brasileira.

Palavras-chave: Foraminíferos planctônicos. Paleoprodutividade. Corrente do Brasil. Paleotemperatura. Circulação Meridional do Atlântico.

ABSTRACT

Planktonic foraminifera are widely used as paleoceanographic proxies due to their excellent preservation in marine sedimentary records. In this work, samples of superficial sediments collected in the Campos Basin and a marine sedimentary record in the Santos Basin (NAP63-1, 24°30'10"S, 44°11'28"W, 842 m) were investigated for its content of planktonic foraminifera (size fraction > 150 µm) in order to evaluate the spatial distribution and temporal variation of modern assemblages and to reconstruct the paleoceanographic conditions of the southeastern Brazilian margin in the last 50,000 years, respectively. Modern sediments were collected in two transects (at 21° and 25°S), following a bathymetric gradient (from 400 to 3000m), in autumn/winter 2008 and summer 2009. No significant difference was found in total density and species richness of Campos Basin foraminifera assemblages in the temporal and spatial intervals here studied. Modern planktonic foraminifera assemblages are dominated by species typical of regions with warm and oligotrophic waters (*Globigerinoides ruber* (white and pink) and *Trilobatus sacculifer*), with less contribution from species indicating more productive environments (*Globigerina bulloides*, *Globigerina falconensis* and *Globigerinella siphonifera*). For the last 50,000 years, changes in sea surface temperature (SST) conditions were obtained via transfer function (MAT) and Mg/Ca ratios in *G. ruber* (white) *sensu stricto* tests. Productivity was investigated using the ratio between *G. bulloides*/*G. ruber* and the relative abundance of *G. bulloides*. During the last glacial cycle, the different circulation states of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) promoted regional hydrodynamic changes. These changes impacted the Brazil Current (BC) strength and, consequently, the occurrence of shelfbreak upwelling events in the South Atlantic Central Water (SACW) induced by the BC eddies. During the interglacials MIS3 and MIS1 relatively high SST were observed (between 24 and 27°C). In MIS3 productivity proxies suggest a response of the S/SE Brazilian margin to abrupt climatic events, while MIS1 is characterized by low productivity. During the glacial MIS2 higher productivity in the study area is probably related to shelfbreak upwelling events in a weak AMOC strong BC scenario. The weakening of the AMOC also decreased inter-hemispheric heat transport, increasing S/SE Brazilian margin SST during MIS2.

Keywords: Planktonic Foraminifera. Brazil Current. Paleoproductivity. Atlantic Meridional Overturning Circulation. Paleotemperature.

SUMÁRIO

HIGHLIGHTS	7
RESUMO EM LINGUAGEM ACESSÍVEL	8
INTRODUÇÃO	9
 CAPÍTULO I - Foraminíferos planctônicos modernos nos sedimentos do Talude continental da Bacia de Campos	 14
1 INTRODUÇÃO	15
2 ÁREA DE ESTUDO	16
3 MATERIAL E MÉTODOS	17
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	18
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	25
 CAPÍTULO II - S/SE Brazilian continental margin sea surface temperature and productivity changes over the last 50000 years	 27
1 INTRODUCTION	28
2 MODERN OCEANOGRAPHIC SETTINGS	30
3 MATERIALS AND METHODS	31
3.1 SAMPLING	31
3.2 AGE MODEL	31
3.3 PLANKTONIC FORAMINIFERA DATA	32
3.4 PLANKTONIC FORAMINIFERA MG/Ca	33
4 RESULTS	34
5 DISCUSSION	37
5.1 PLANKTONIC FORAMINIFERA RESPONSE TO SST AND PRODUCTIVITY CHANGES OVER THE LAST 50.000 YEARS	37
5.2. THE S/SE BRAZILIAN MARGIN RESPONSE TO ABRUPT CLIMATECHANGES	44

5.3 CONSIDERATIONS OF A MULTIPROXY APPROACH FOR SST ESTIMATES.....	46
6 CONCLUSIONS.....	48
CONSIDERAÇÕES FINAIS	50
REFERÊNCIAS	51
ANEXO I – Localização e profundidade das amostras utilizadas no capítulo I – Transecto A e I	61
ANEXO II – Abundância (testas/ 50 cc) das espécies de foraminíferos planctônicos identificadas em sedimentos superficiais da Bacia de Campos nos anos de 2008 e 2009 (Transecto A).....	62
ANEXO III – Abundância (testas/ 50 cc) das espécies de foraminíferos planctônicos identificadas em sedimentos superficiais da Bacia de Campos nos anos de 2008 e 2009 (Transecto I).	63
ANEXO IV - Abundância (testas/10cm ³) das espécies de foraminíferos planctônicos identificadas no testemunho NAP63-1 da Bacia de Santos nos últimos 50.000 anos.....	64
ANEXO V – Razão de produtividade Gb/Gr, espécies utilizadas como proxies para ambientes oligotróficos (<i>G. ruber</i> e <i>T. sacculifer</i>) e alta produtividade (<i>G. bulloides</i> e <i>G. glutinata</i>), e temperaturas estimadas baseadas em Função de transferência e razão Mg/Ca.	70

HIGHLIGHTS

- O fluxo moderno de foraminíferos planctônicos para o assoalho oceânico da Bacia de Campos foi avaliado
- Associações modernas são compostas por espécies típicas de ambientes quentes e oligotróficos
- Não houve variação na densidade total e riqueza de foraminíferos planctônicos entre os anos de 2008 e 2009.
- Mudanças na intensidade da BC influenciaram SST e produtividade do Atlântico SW nos últimos 50.000 anos.
- Nos últimos 50.000 anos é possível observar relação de anti-fase entre BC e AMOC.

RESUMO EM LINGUAGEM ACESSÍVEL

Este trabalho buscou entender a resposta de foraminíferos planctônicos a mudanças nas condições de temperatura da superfície do mar e de produção primária marinha do Atlântico Sudoeste, no presente e nos últimos 50.000 anos. Os foraminíferos planctônicos são microrganismos marinhos, que flutuam na coluna d'água. Estes organismos produzem uma concha (ou testa) calcária, com excelente potencial de preservação nos sedimentos marinhos. As diferentes espécies de foraminíferos planctônicos apresentam preferências ecológicas específicas. Algumas espécies, como a *Globigerinoides ruber*, por exemplo, preferem ambientes com águas mais quentes e menos produtivas, enquanto outras, como a *Globigerina bulloides*, preferem águas mais frias e produtivas. Estas características e o entendimento das respostas dos foraminíferos planctônicos a mudanças ambientais permitem a sua utilização reconstrução de condições ambientais dos oceanos no passado. Nossos resultados indicam que hoje as associações de foraminíferos planctônicos, encontrados nos sedimentos superficiais (primeiros cm do fundo marinho) da Bacia de Campos são principalmente controladas pelas condições ambientais de temperatura e produtividade da superfície do mar resultantes da dinâmica da Corrente do Brasil. Nossos resultados também sugerem que nos últimos 50.000 anos, as condições ambientais na margem continental S/SE brasileira foram controladas por mudanças na intensidade da Corrente do Brasil, que por sua vez, foi influenciada por mudanças nos padrões de circulação do Oceano Atlântico.

INTRODUÇÃO

A força motriz do sistema climático terrestre é a radiação solar; fornecida pelo Sol, a insolação atinge principalmente regiões tropicais e subtropicais do planeta e é parcialmente redistribuída para médias e altas latitudes por processos de transporte na atmosfera e nos oceanos (CUBASCH *et al.*, 2013). Ao longo do Período Quaternário (últimos 2,58 Ma – milhões de anos) mudanças na insolação associadas às variações na geometria orbital da Terra foram a causa fundamental da sucessão de eras glaciais e interglaciais (HAYS *et al.*, 1976). Enquanto, forçantes internas, como a circulação oceânica, atuaram como reguladores do clima terrestre em escalas de tempo mais curtas (de décadas a milênios).

No Quaternário, o planeta apresenta configurações continentais e de fauna similar às condições modernas, no entanto, o registro geológico evidencia variações significativas nas condições climáticas globais e, principalmente, nos padrões de circulação oceânica. A presença de registros sedimentares bem preservados e com boa resolução temporal encontrados no final da Época Pleistoceno (Pleistoceno superior, entre 129.000 e 11.700 anos) e no Holoceno (últimos 11.700 anos) tornam estas épocas interessantes para estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos (PIVEL, 2010; WANNER *et al.*, 2011). Estes estudos fornecem informações importantes para a nossa compreensão dos padrões de circulação oceânica globais e regionais e das interações oceano-atmosfera em diferentes períodos climáticos, por meio da utilização de ferramentas *proxy*¹.

A dinâmica climática global, marcada por transições climáticas abruptas, do último ciclo glacial (últimos ~125.000 anos) é evidenciada por diferentes registros paleoclimáticos (recuperados em regiões continentais, marinhas e glaciais), principalmente localizados no Hemisfério Norte (LYNCH-STIEGLITZ, 2017). Diversos mecanismos foram propostos para explicar essas transições climáticas abruptas, no entanto, o paradigma predominante é que essas mudanças são resultado de flutuações no transporte de calor inter-hemisférico realizado pela Circulação Meridional do Atlântico (AMOC – *Atlantic Meridional Overturning*

¹ Uma variável *proxy*, na linguagem da reconstrução paleoambiental, é definida como um descritor mensurável que se interpõe às variáveis ambientais desejadas (não observáveis) (FISCHER; WEFER, 1999).

Circulation)² (BROECKER *et al.*, 1985; CLARK *et al.*, 2002; RAHMSTORF, 2002; LYNCH-STIEGLITZ, 2017). A relação de antifásica climática (i.e., temperatura do ar) entre o Hemisfério Norte e o Hemisfério Sul no Quaternário, por exemplo, seria resultado de flutuações na intensidade da AMOC (DECKKER *et al.*, 2012). Em momentos de AMOC fortalecida e, portanto, com maior transporte de calor para o Atlântico Norte, há um resfriamento da atmosfera no Hemisfério Sul e vice-versa (DECKKER *et al.*, 2012). Esse cenário de anti-fase da temperatura do ar entre os hemisférios é conhecido como a gangorra bipolar inter-hemisférica (*interhemispheric bipolar seesaw*) (BROECKER, 1998).

Na década de 1990, Sarthein *et al.* (1994) propôs um modelo conceitual de alternância na intensidade da AMOC, dividido em três estados de circulação para o último ciclo glacial. Esse modelo, ainda hoje é aceito pela comunidade científica (RAHMSTORF; FEULNER, 2013; LYNCH-STIEGLITZ, 2017). Segundo esse modelo, os estado de circulação da AMOC seriam: (i) o estado de circulação quente, que ocorre em períodos interglaciais como o Estágio Isotópico Marinho 3 (MIS3 – *Marine Isotopic Stage*; 57.000-29.000 years cal BP, Lisiecki e Raymo, 2005) e o Holoceno, quando a AMOC está fortalecida, profunda e há formação de águas profundas nos mares da Groenlândia, Islândia e Noruega; (ii) o estado de circulação frio, em períodos glaciais, como o MIS2 (29.000-14.000 year cal BP, Lisiecki e Raymo, 2005) e o Último Máximo Glacial (LGM – *Last Glacial Maximum*; 19.000-23.000 years cal BP, Mix *et al.* 2001), quando a AMOC está enfraquecida, mais rasa e a formação de águas profundas no Atlântico Norte está deslocada para sua porção subpolar; e (iii) o estado de circulação desligado, que ocorre quando há a interrupção da formação de águas profundas no Atlântico Norte devido a eventos abruptos como o Younger Dryas (12.800-11.600 years cal BP) e os Heinrich Stadials (LYNCH-STIEGLITZ, 2017).

Registros sedimentares marinhos evidenciam, ainda, a influência da intensidade da AMOC nos padrões de temperatura da superfície do mar (SST – *Sea Surface Temperature*) do Oceano Atlântico e nas condições climáticas globais, em escalas de tempo da ordem de décadas a milênios (DELWORTH; ZENG 2008). A

² A Circulação Meridional do Atlântico (AMOC – *Atlantic Meridional Overturning Circulation*) transporta calor em superfície da região equatorial do Oceano Atlântico para o Atlântico Norte com o retorno de águas frias profundas para o Hemisfério Sul (MCCARTHY *et al.* 2017). Essa troca de águas, resulta no maior transporte de calor realizado pelos oceanos, representando um elemento-chave da redistribuição de calor no sistema climático (MCCARTHY *et al.* 2017).

SST, uma variável climática importante, é a variável oceanográfica mais estudada na paleoceanografia e, portanto, ao longo dos últimos 50 anos diferentes *proxies* foram desenvolvidos e utilizados para sua reconstrução no passado (MIX *et al.*, 2001 e referências nele contidas). Dentre esses *proxies*, os foraminíferos planctônicos, suas associações e a composição química de suas testas, representam um dos *proxies* mais utilizados nas reconstruções de SST pela paleoceanografia moderna.

Os foraminíferos planctônicos são organismos unicelulares, cosmopolitas e abundantes no ambiente marinho, secretam carapaça calcárea possuindo excelente potencial de fossilização (GUPTA, 1999). A aplicação desses organismos como *proxies* paleoceanográficos e paleoclimáticos, depende da validação da resposta desses organismos às condições oceanográficas atuais (FISCHER; WEFER, 1999; KUCERA, 2007). A composição das associações modernas de foraminíferos planctônicos, por exemplo, é dependente das condições ambientais atuais, principalmente SST (ZARIC *et al.*, 2005). Com isso é possível aplicar técnicas de reconstrução a partir da composição das associações em registros sedimentares marinhos para obtenção de estimativas quantitativas de SST no passado (ZARIC *et al.*, 2005; KUCERA, 2007). No entanto, a calibração dos *proxies* requer um banco de dados de medições de um organismo existente, com observações simultâneas das variáveis ambientais desejadas associadas ao seu habitat e uma ferramenta matemática que determine a relação entre os dados (KUCERA, 2007), que seja capaz de refletir condições ambientais em diferentes escalas espaciais. Uma vez modelada essa relação, uma função de calibração, resultante de uma análise de regressão, pode usada para transformar os dados fósseis em estimativas quantitativas da variável climática passada (CHAPORI *et al.* 2015). A composição química das testas dos foraminíferos planctônicos, como a razão elementar Mg/Ca, também é amplamente utilizada em reconstruções de SST, uma vez que incorporação do Mg^{2+} nas testas dos foraminíferos exibe uma relação exponencial com a temperatura da água do mar no momento da calcificação (BARKER *et al.* 2005).

A maioria dos estudos paleoceanográficos realizados na margem S/SE brasileira tem como base foraminíferos planctônicos, e utilizam, principalmente, a proporção entre algumas espécies e as características de seu habitat moderno para estimar diversas variáveis como SST, salinidade, produtividade primária e profundidade da camada de mistura (PIVEL *et al.*, 2010; LESSA *et al.*, 2014;

PORTILHO-RAMOS *et al.*, 2017). O uso de foraminíferos planctônicos em estudos paleoceanográficos da margem SE brasileira, no entanto, aplica relações modernas entre foraminíferos planctônicos e variáveis ambientais determinadas em outras bacias oceânicas, com poucas informações sobre a resposta desses organismos aos complexos processos hidrodinâmicos e oceanográficos que governam a região do talude. Por exemplo, de acordo com SOUSA *et al.* (2014), na margem continental SE brasileira, a distribuição vertical dos foraminíferos planctônicos é controlada principalmente pela SST, mas também pela produtividade primária e salinidade das águas superficiais, e ainda, para algumas espécies pela profundidade da camada de mistura.

Estudos baseados em foraminíferos planctônicos sugerem que desde o LGM a margem continental brasileira apresentou variações na SST e na estratificação da coluna d'água (TOLEDO *et al.*, 2008; NAGAI *et al.*, 2010; LESSA *et al.*, 2014; PETRO *et al.*, 2016; PORTILHO-RAMOS *et al.*, 2014; 2015; SANTOS *et al.*, 2017; PEREIRA *et al.*, 2018). No Holoceno, as mudanças observadas nos padrões de produtividade oceânica e de salinidade foram atribuídas a flutuações na circulação termohalina³ (PIVEL *et al.*, 2013; CHIESSI *et al.*, 2014; NAGAI *et al.*, 2020). Ainda, no Holoceno médio e tardio (últimos 7.000 anos), Chiessi *et al.* (2014) e Nagai *et al.* (2020) propõem que a AMOC teve um papel central nas flutuações de SST do Atlântico Sudoeste, com uma relação de anti-fase entre as intensidades da BC e da Corrente Norte do Brasil (NBC – *North Brazilian Current*). No entanto, ainda há pouca informação sobre a resposta da margem continental brasileira a mudanças na intensidade da AMOC em alguns intervalos específicos do Quaternário (p.e., MIS3). Dentro desse contexto, objetivo deste trabalho é (i) compreender as características das associações de foraminíferos planctônicos modernos da margem sudeste brasileira com foco nas espécies utilizadas como indicadoras paleoambientais e verificar se há padrão temporal na distribuição geral das associações, fornecendo assim maior robustez para a calibração desses *proxies* e (ii) realizar uma reconstrução de paleoprodutividade e paleotemperatura da Margem sudeste brasileira nos últimos 50.000 anos, com base em foraminíferos planctônicos.

³ A circulação termohalina é causada pelo efeito conjunto da força motriz termohalina e da mistura turbulenta gerando correntes impulsionadas por fluxos de calor e água doce através da superfície do mar e subsequente mistura interior de calor e sal. (RAHMSTORF, 2003).

A dissertação está dividida em dois capítulos e foi estruturada de acordo com as normas do Programa de Pós-graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos. O primeiro, Capítulo I – Foraminíferos planctônicos modernos do talude continental da Bacia de Campos, escrito em português e seguindo o formato de Comunicação Curta (*short communications*) da revista *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (fator de impacto: 2,94). O segundo capítulo, Capítulo II - *S/SE Brazilian continental margin sea surface temperature and productivity changes over the last 50000 years*, escrito em inglês, está em formato de artigo científico completo e segue as normas da revista *Quaternary Science Reviews* (fator de impacto: 4,64).

CAPÍTULO I

Foraminíferos planctônicos modernos nos sedimentos do Talude continental da Bacia de Campos

Modern planktonic foraminifers from the continental slope of the Campos Basin sediments

Aislyn Alvarenga¹, Renata Hanae Nagai¹

¹ Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, Av. Beira Mar, s/n, Pontal do Paraná 83255-000, PR Brasil.

Revista pretendida: *Short communications – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*
PALAEO3 (Qualis A2 na biodiversidade, fator de impacto: 2,94)

RESUMO

Os fatores que controlam a distribuição global das associações de foraminíferos planctônicos são bem conhecidos, porém as características regionais das associações ainda representam uma lacuna no conhecimento. Neste trabalho, amostras de sedimento superficial coletadas no outono/inverno de 2008 e no verão de 2009, na Bacia de Campos, em dois transectos em 21°S e 25°S e seguindo um gradiente batimétrico (de 400 a 3000 m), foram investigadas quanto ao seu conteúdo de foraminíferos planctônicos (na fração > 150 µm). O objetivo é avaliar a distribuição espacial e a variação temporal das associações modernas e a resposta de espécies consideradas como indicadoras ambientais às condições oceanográficas modernas. Os dados foram avaliados estatisticamente por meio de uma análise da variância (ANOVA) em blocos. A distribuição das espécies indicadoras ambientais avaliadas foram *Globigerinoides ruber*, *Trilobatus sacculifer*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina falconensis* e *Globigerinella siphonifera*. As associações modernas da Bacia de Campos são dominadas por espécies típicas de regiões com águas quentes e oligotróficas (*G. ruber* (white e pink) e *T. sacculifer*), com menor contribuição de espécies indicadoras de ambientes mais produtivos (*G. bulloides*, *G. falconensis* e *G. siphonifera*). Nossos dados ainda sugerem que não há diferença significativa para a densidade total e a riqueza de espécies de foraminíferos planctônicos nas escalas temporal e espacial estudadas. E, embora, não haja diferença significativa entre os períodos estudados em termos de densidade total e riqueza, diferenças na abundância relativa das espécies indicadoras podem ocorrer e devem ser melhor compreendidas em estudos futuros.

Palavras-chave: Atlântico Sudoeste. Foraminíferos planctônicos. Produtividade.

1 INTRODUÇÃO

Os foraminíferos planctônicos possuem preferências ambientais, fisiológicas, de alimentação, comportamento e reprodução específicos; e sua distribuição e abundância são controladas pelas propriedades da água na superfície do mar (KUCERA, 2007; KUCERA; DARLING, 2002). Essas mudanças podem ser influenciadas tanto por fatores biológicos e ambientais, relacionados às configurações oceanográficas regionais. A temperatura da superfície do mar (SST) é considerada como o fator mais importante no controle da composição das associações e na diversidade dos foraminíferos planctônicos, uma vez que SST mais elevadas resultam em aumento da diversidade de espécies de foraminíferos (RUTHERFORD *et al.*, 1999). No entanto, como as diferentes condições de temperatura, produtividade, salinidade e turbidez impactam na distribuição temporal (em escala sazonal e interanual) e espacial das associações ainda não é totalmente compreendido. Em regiões com pulsos episódicos de produtividade primária, associados ao ciclo sazonal de SST, por exemplo, podem ser encontradas sucessões sazonais de espécies de foraminíferos planctônicos (KUCERA, 2007). A abundância relativa das espécies pode ainda variar de acordo com as estações do ano, bem como na escala interanual, e em escalas de tempo mais longas dependendo das condições ambientais (SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2017).

Estudos sobre as repostas das associações de foraminíferos planctônicos a variações ambientais em escala temporal tendem a apresentar, além das respostas entre as espécies, uma compreensão regional dos fatores que afetam as associações e que causam possíveis variações interanuais ou sazonais na sua composição (p.e. REYNOLDS; THUNELL 1985 ; FALLET *et al.*, 2010; WEINKAUF *et al.*, 2016; JONKERS; KUCERA, 2015; CHERNIHOVSKY *et al.*, 2018; JENTZEN *et al.*, 2019; MIKIS *et al.*, 2019). Nesse contexto, a compreensão da estrutura regional das associações e da dinâmica populacional de foraminíferos planctônicos nos auxiliam a compreender mudanças ambientais em diferentes escalas temporais e espaciais. Ainda, o entendimento dos processos oceanográficos que controlam o fluxo de testas de foraminíferos planctônicos para o assoalho oceânico, bem como suas variações temporais, é de fundamental importância na aplicação desses organismos como *proxies* paleoceanográficos e paleoclimáticos (JONKERS; KUCERA, 2015).

A composição e resposta às condições ambientais modernas das associações de foraminíferos planctônicos que habitam a margem continental SE brasileira ainda é pouco conhecida (LESSA *et al.*, 2014; SOUSA *et al.*, 2014; VENÂNCIO *et al.*, 2014). No entanto, recentemente há um crescente número de reconstruções paleoceanográficas com base em variações nas associações e na abundância relativa de espécies de foraminíferos planctônicos consideradas como *proxies* de condições oligotróficas e/ou eutróficas (TOLEDO *et al.*, 2008; NAGAI *et al.*, 2010; LESSA *et al.*, 2014; PETRO *et al.*, 2016; PORTILHO-RAMOS *et al.*, 2014; 2015; SANTOS *et al.*, 2017; PEREIRA *et al.*, 2018). Este trabalho tem como objetivo principal melhor compreender a resposta das associações de foraminíferos planctônicos recentes a processos oceanográficos da Bacia de Campos, verificando se há variação de temporalidade e na distribuição espacial das associações e nas espécies comumente aplicadas como indicadoras de ambientes oligotróficos e eutróficos em estudos paleoceanográficos.

2 ÁREA DE ESTUDO

A circulação oceânica superficial da Bacia de Campos, localizada entre o Alto de Vitória (20,5°S) e o Alto de Cabo Frio (23°S), é dominada pelo sistema de correntes que compõe a borda oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul, formado pelas Corrente do Brasil (BC – *Brazil Current*) e Corrente de Contorno Oeste Intermediária (IWBC – *Intermediate Western Boundary Current*) e pelos meandros e vórtices associados a ambas (Figura 1) (SILVEIRA *et al.*, 2000). A BC transporta para Sul, em superfície as águas quentes e pobres em nutrientes da Água Tropical (TW – *Tropical Water*) e, em subsuperfície, as águas mais frias e ricas em nutrientes da Água Central do Atlântico Sul (SACW – *South Atlantic Central Water*) (BRANDINI *et al.*, 2018; SILVEIRA *et al.*, 2000). Abaixo da BC, a IWBC transporta para Norte a Água Intermediária Antártica (AAIW – *Antartic Intermediate Water*) entre 550 e 1100 m de profundidade (CALADO *et al.*, 2008; SILVEIRA *et al.*, 2015).

As instabilidades da BC são importantes mecanismos de enriquecimento de nutrientes na quebra de plataforma e talude, promovendo a formação de meandros e vórtices, que episodicamente, trazem para zona eufótica águas profundas mais frias e ricas em nutrientes da SACW, aumentando a produtividade primária da região (CAMPOS *et al.*, 2000; BRANDINI *et al.*, 2018).

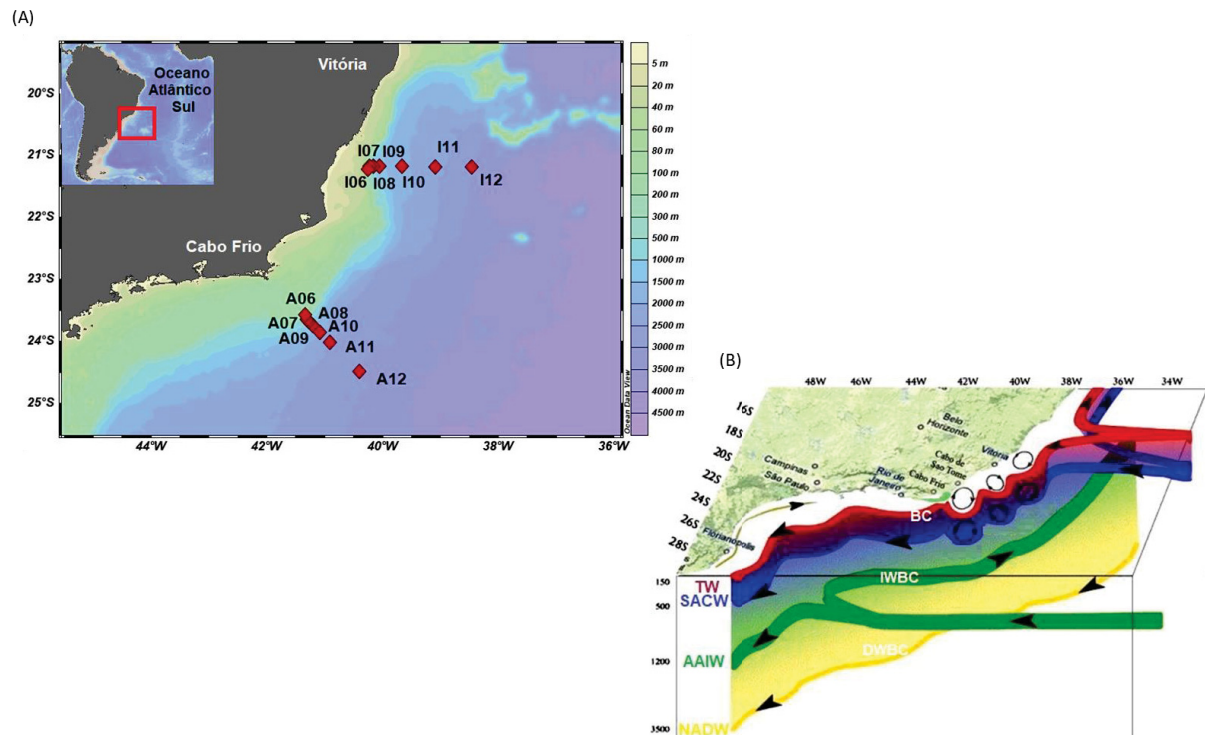


Figura 1: (A) Mapa de localização das estações oceanográficas dos transectos A (23°S) e I (21°S), realizadas entre outono – inverno de 2008 e no verão de 2009, no âmbito do projeto HABITATS – Heterogeneidade Ambiental da Bacia de Campos (Petrobras/Cenpes/PDEDS/Gerência de Avaliação e Monitoramento Ambiental). (B) Diagrama esquemático da circulação na área de estudo, modificado de CALADO *et al.* (2008).

3 MATERIAL E MÉTODOS

O material utilizado provém de 20 amostras de sedimento superficial (*core top*: 0-2 cm da coluna sedimentar) coletadas com o auxílio de um *box corer*, entre 21°S e 25°S (transectos A e I, respectivamente) com profundidades de 400 a 3000m, coletadas no âmbito do projeto HABITATS – Heterogeneidade Ambiental da Bacia de Campos (Petrobras/Cenpes/PDEDS/Gerência de Avaliação e Monitoramento Ambiental), sob diferentes condições hidrográficas, entre o outono e inverno de 2008 e no verão de 2009 (Figura 1, Anexo I).

Os dados de associações de foraminíferos planctônicos foram obtidos em alíquotas de 50 cm³ de sedimento úmido. As amostras foram lavadas sobre peneira de malha de 63 µm, e, posteriormente, secas em estufa a temperaturas inferiores a 60°C. As amostras na fração > 150 µm foram quarteadas até atingirem no mínimo

300 testas de foraminíferos planctônicos; triadas e identificadas de acordo com Schiebel e Hemleben (2017) e a base de dados *World Register of Marine Species* (WorMS).

As espécies consideradas indicadoras de ambientes mais produtivos e eutróficos (*Globigerina falconensis*, *Globigerinella siphonifera* e *Globigerina bulloides*) e as espécies indicadoras de ambientes oligotróficos (*Globigerinoides ruber* e *Trilobatus sacculifer*) foram investigadas quanto sua abundância relativa e densidade total.

No programa R Studio a Análise de variância (ANOVA) foi aplicada aos dados de densidade total e riqueza de espécies entre os transectos A e I (Fator “transecto”), entre os anos de coleta – 2008 (outono e inverno) e 2009 (verão) (Fator “ano”), e entre as diferentes profundidades de coleta de amostras nos transectos A e I (Fator “profundidade”), com o objetivo de avaliar a existência de diferenças significativas entre estes fatores. O Teste Tukey HSD foi aplicado para comparar as médias para testar as diferenças encontradas na ANOVA. O Teste de Shapiro-Wilk foi aplicado para testar a suposição da normalidade dos dados e o Teste de Bartlett para testar a homogeneidade das variâncias.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nos sedimentos superficiais da Bacia de Campos foi identificado um total de 19 espécies, pertencentes a 9 gêneros de foraminíferos planctônicos, no transecto A (25°S) (Anexo I); e 21 espécies pertencentes a 9 gêneros, no transecto I (21°S) (Anexo II). As espécies de foraminíferos planctônicos, que apresentaram abundância relativa superior a 1% (em pelo menos 60% das amostras), foram consideradas como representativas e são: *Globigerina falconensis*, *Globigerinella siphonifera*, *Globigerinoides ruber* (morfotipos white e pink), *Trilobatus sacculifer*, *Globoturborotalita rubescens*, *Globoturborotalita tenella* e *Globorotalia menardii* (Figura 2).

De maneira geral, maiores valores de densidade total de foraminíferos planctônicos (indivíduos/50 cm³) e Riqueza (n° de espécies/50 cm³) foram encontrados nos sedimentos superficiais coletados nas estações mais profundas da Bacia de Santos. Em 2008 (outono/inverno), as maiores densidades foram observadas na isóbata de 2.500 m (estações A11 e I11, com 91.136 e 355.328

indivíduos/50 cm³, respectivamente) (Figura 2). Em contrapartida, para o ano de 2009 (verão), o maior valor de densidade total foi observado nas estações A09 (46.592 indivíduos/50cm³) e I12 (422.912 indivíduos/50 cm³).

A ANOVA aponta que em relação a variância da densidade total, apenas o fator “profundidade” apresenta variação significativa ($p=0,0278$) (Tabela 1). Apesar do resultado apresentar efeito significativo no fator “profundidade”, o teste de Tukey para a comparação múltipla das médias não apresentou diferenças consistentes entre as profundidades (variação do p de 0,07 a 1,0), não permitindo identificar em qual profundidade há a diferença. O teste de Shapiro-Wilk apresentou distribuição normal ($p=0,9937$) para os resíduos, enquanto o teste de Bartlett apresentou variações homogêneas ($p=0,1404$) para profundidades quando transformadas em log. A tendência de aumento com a profundidade e maiores valores no transecto I pode ser também observada para o descritor ecológico Riqueza, com exceção do transecto A em 2008, que apresentou máxima de 18 espécies. A partir dos resultados da ANOVA é possível dizer que nenhum fator (“transecto”, $p=0.942$; “ano”, $p=0.381$; e “profundidade”, $p=0.335$) apresentou diferença significativa para Riqueza (Tabela 1). O teste de Shapiro-Wilk apresentou distribuição normal ($p=0.544$) para os resíduos.

Diversos trabalhos reportam que a SST é o principal fator que controla o fluxo de testas de foraminíferos planctônicos para o assoalho oceânico (RUTHERFORD *et al.*, 1999; KUCERA, 2007; CHAPORI *et al.*, 2014). No entanto, sob condições ótimas, alguns autores sugerem que outros fatores, como a produtividade primária das águas superficiais dos oceanos, também são relevantes para o fluxo dos foraminíferos (ŽARIĆ *et al.*, 2005) e a estrutura das associações (JONKERS; KUCERA, 2015).

Na Bacia de Campos, a produtividade primária potencial é baixa, evidenciando a característica oligotrófica da região (GONZALEZ-RODRIGUEZ *et al.*, 2017). Os valores de clorofila e de biomassa fitoplanctônica da região do talude continental são significativamente menores do que na plataforma continental (GONZALEZ-RODRIGUEZ *et al.*, 2017). A menor disponibilidade de nutrientes em superfície, promove também um gradiente batimétrico no aporte da produção exportada na região da Bacia de Campos (CABRAL *et al.*, 2017). Analogamente, se considerarmos a produtividade primária marinha como um fator importante no controle do fluxo de foraminíferos planctônicos para os sedimentos da Bacia de

Campos, deveríamos encontrar uma diminuição na densidade total de foraminíferos planctônicos com o aumento da profundidade. No entanto, nossos resultados sugerem que o fluxo de testas de foraminíferos planctônicos para os sedimentos do talude da Bacia de Campos são controlados positivamente pelo aumento gradativo da SST para *offshore*, associado à presença do Giro Subtropical do Atlântico Sul.

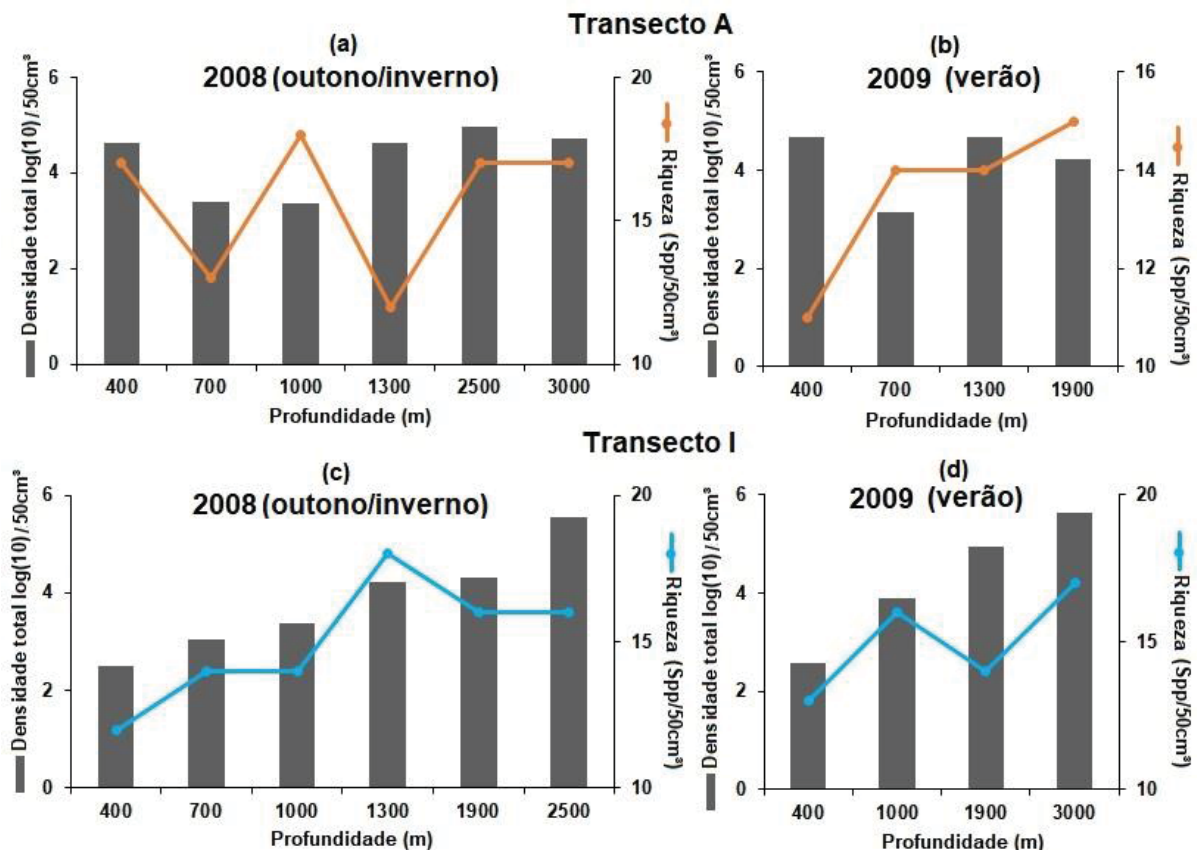


Figura 2: Densidade total (indivíduos $\log(10)/50\text{cm}^3$) e riqueza de espécies (n° de espécies/ 50cm^3) de foraminíferos planctônicos nos sedimentos superficiais da Bacia de Campos, coletadas durante outono/inverno de 2008 nos transectos A (a) e I (c), e no verão de 2009, nos transectos A (b) e I (d).

Os resultados da ANOVA sugerem também que não há diferença significativa na variância da densidade total em relação ao fator “transecto” ($p = 0.3776$) (Tabela 1). Ainda, o transecto I, localizado mais a Norte (em 21° S), apresentou valores 4x maiores para densidade total nos dois anos estudados do que o transecto A (Figura 2). Ainda, os resultados da ANOVA apontam que não há diferença estatisticamente significativa tanto para densidade total, como para Riqueza entre o outono/inverno de 2008 e o verão de 2009 (Tabela 1), o que sugere que para a Bacia de Campos não há alterações temporais significativas para o fluxo de testas e Riqueza de foraminíferos planctônicos para o assoalho oceânico. De

acordo com Jonkers e Kucera (2015), as variações temporais e sazonais são específicas de cada região e variam espacialmente, com isso as associações da mesma espécie coletadas em locais diferentes podem apresentar diferenças no viés temporal. Com isso, mesmo que nossos dados de densidade total e riqueza de espécies não apresentem diferença significativa entre os períodos de outono/inverno e verão, variações sazonais poderiam ocorrer, pois as espécies podem responder de forma diferente as variações na SST e produtividade. Essa variação pode influenciar os resultados das reconstruções ambientais e nas calibrações dos *proxies*, que dependendo da localização, podem apresentar mudanças no viés temporal, não representando médias anuais (JONKERS; KUCERA, 2015).

Tabela 1: Resultados obtidos a partir do teste ANOVA, realizado para a variável (a) densidade total de foraminíferos planctônicos (ind./ 50 cm³) e (b) Riqueza (n° de espécies/ 50 cm³) de cada uma das amostras dos transectos A e I da Bacia de Campos. Onde, Df: graus de liberdade, Σ_{Sq} : soma dos quadrados, $Média_{Sq}$: média dos quadrados, F: F valor e p: p valor. Os resultados em negrito representam as diferenças significativas encontradas.

	Df	Σ_{Sq}	$Média_{Sq}$	F	p
<i>(a) Densidade total (ind./ 50 cm³)</i>					
“transecto”	1	2.06	2.057	0.854	0.3776
“ano”	1	1.56	1.559	0.641	0.4405
“profundidade”	6	54.8	9.133	3.753	0.278*
resíduos	11	26.77	2.434		
<i>(b) Riqueza (n° de espécies/ 50 cm³)</i>					
“transecto”	1	0.02	0.024	0.006	0.942
“ano”	1	3.55	3.554	0.832	0.381
“profundidade”	6	33.22	5.536	1.296	0.335*
resíduos	11	47.01	4.273		

Uma vez que resultados da ANOVA indicam que não há variação temporal para os descritores densidade total e riqueza, os dados de composição das associações modernas serão apresentados e discutidos a sob a perspectiva de distribuição espacial e sua relação com os processos oceanográficos regionais, associados a dinâmica da BC.

A espécie *G. ruber* (white) apresentou os maiores valores de abundância relativa e representa entre 36 e 51% das associações de foraminíferos planctônicos da Bacia de Campos, com valores máximos de 40.448 indivíduos/50 cm³, no

transecto A, e 207.872 indivíduos/50 cm³, no transecto I (Figura 3). O morfotipo pink de *G. ruber* apresentou abundância relativa entre 16 e 24%, no transecto A, e de 11 a 27% no transecto I, com valores máximos de densidade de 18.816 indivíduos/50 cm³ e 95.232 indivíduos/50 cm³, respectivamente. Trabalhos realizados na margem SE brasileira também encontram a espécie *G. ruber* como o principal componente das associações modernas de foraminíferos planctônicos (SOUSA *et al.*, 2014; VENÂNCIO *et al.*, 2014). No entanto, neste estudo, o morfotipo white foi encontrado como dominante. De acordo com Hilbrecht (1996), ambas as formas de *G. ruber* mostram padrões de distribuição relacionados a temperaturas mais altas. O morfotipo pink, com preferência por águas de temperaturas mais elevadas, apesar de ser comumente encontrado em regiões tropicais e subtropicais, nunca domina as associações; enquanto o morfotipo white domina as associações de regiões tropicais e subtropicais (ZARIC *et al.*, 2005).

A espécie *T. sacculifer*, também comumente encontrada em águas quentes e estratificadas, indicando condições oligotróficas (HILBRECHT, 1996; EGUCHI *et al.*, 1999; KUCERA *et al.*, 2007; SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2017) apresentou abundância relativa variando de 6 a 14%, no transecto A, e de 7 a 18%, no transecto I, com valores máximos de 12.544 e 67.072 indivíduos/50 cm³, respectivamente (Figura 3). Na Bacia de Campos, Lessa *et al.* (2014) relaciona a ocorrência de *G. ruber* e *T. sacculifer* a condições de água morna e oligotrófica. Tanto *G. ruber*, como *T. sacculifer* são espécies encontradas em águas superficiais da margem SE brasileira, com *G. ruber* (white) presente até 100 m de profundidade na coluna d'água (SOUSA *et al.*, 2014).

Apesar desse trabalho não ter avaliado as variações temporais do fluxo de testas espécie-específica para o assoalho oceânico na Bacia de Campos, cabe ressaltar que na plataforma continental, em frente à Cabo Frio, Venâncio *et al.* (2017) reportam a presença de um componente sazonal no fluxo de testas de *G. ruber* (white) para o assoalho oceânico. *G. ruber* (white) é, atualmente, uma das espécies mais utilizadas em reconstruções baseadas na composição geoquímica de testas monoespecíficas (como, a razão Mg/Ca). No entanto, não observaram padrões sazonais para outras espécies de águas quentes como *G. ruber* (pink) e *T. sacculifer*, concluindo que para essas espécies, sua deposição nos sedimentos refletiria condições médias anuais (VENÂNCIO *et al.*, 2014).

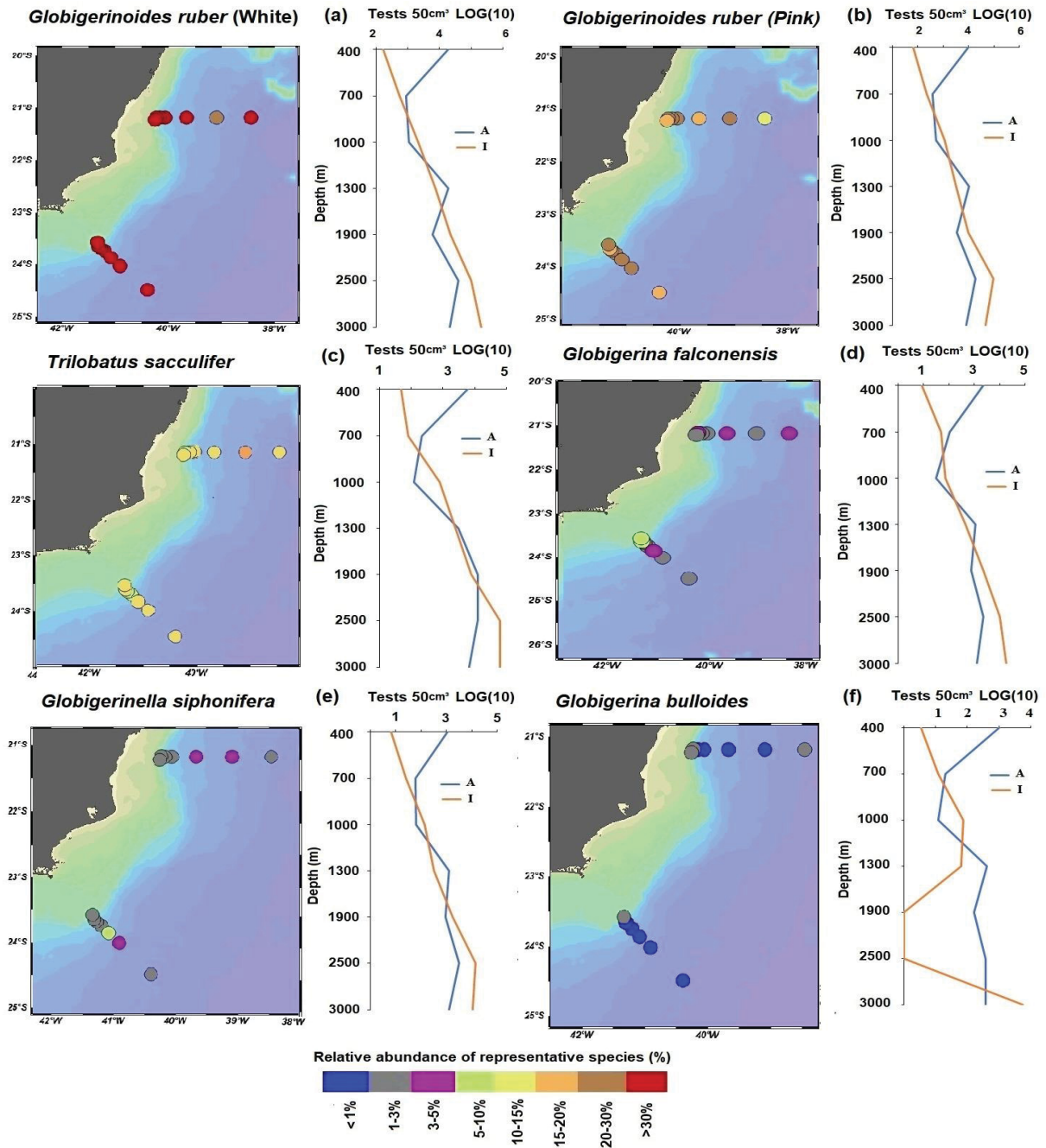


Figura 3: Espécies indicadoras de condições ambientais – (a) *G. ruber* (white), (b) *G. ruber* (pink), (c) *T. sacculifer*, (d) *G. falconensis*, (e) *G. siphonifera* e (f) *G. bulloides*. Densidade relativa representadas pelas bolinhas coloridas no mapa (azul <1%, cinza 1-3%, roxo 3-5%, verde 5-10%, amarelo 10-15%, laranja 15-20%, marrom 20-30% e vermelho >30%) e abundância absoluta (testas Log10/50cm³) (transecto I- laranja e transecto A- azul).

Ainda que, na Bacia de Campos, as associações modernas de foraminíferos planctônicos sejam dominadas por espécies típicas de ambientes tropicais e subtropicais oligotróficos, espécies consideradas representantes de ambientes eutróficos como *G. bulloides*, *G. siphonifera* e *G. falconensis* (KUCERA *et al.*, 2007; SOUSA *et al.*, 2014; SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2017) também foram encontradas

neste estudo. A espécie *G. bulloides*, indicadora de alta produtividade associada a eventos de ressurgência (KUCERA *et al.*, 2007; SOUSA *et al.*, 2014; SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2017), por exemplo, apresentou abundância relativa variando entre 0,4 e 3,0%, com valores relativamente maiores nas estações mais rasas (isóbata de 400 m) e valores mais baixos nas isóbatas mais profundas do transecto A (Figura 4). Essa distribuição de abundância relativa de *G. bulloides*, reflete as condições dinâmicas e de produtividade primária principalmente associadas à frente da BC. Reynolds e Thunell (1985) encontraram padrão temporal de fluxo de testas de *G. bulloides*, sugerindo que a maior abundância desta espécie está associada a períodos de alta produtividade fitoplanctônica relacionados a mudanças sazonais nas massas de água próximas à superfície.

As espécies portadoras de simbioses *G. falconensis* e *G. siphonifera* (KUCERA, 2007; SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2017) foram observadas nos sedimentos superficiais de todas as estações analisadas. No transecto A, a espécie *G. siphonifera* apresentou abundância relativa de 2-5% e densidade máxima de 3.200 indivíduos/50 cm³, enquanto no transecto I a abundância relativa foi de 2-4% e densidade máxima de 14.336 indivíduos/50 cm³. A espécie *G. falconensis* apresentou no transecto A, abundância relativa de 1 a 5% e densidade total máxima de 2.336 indivíduos/50 cm³, e no transecto I, abundância relativa variou de 2 a 5%, com densidade máxima de 17.920 indivíduos/50 cm³.

Como mencionado anteriormente, a composição das associações de foraminíferos planctônicos depende das condições predominantes da coluna d'água, que podem apresentar padrões sazonais na temperatura e disponibilidade de alimento (JENTZEN *et al.*, 2019). Já a temporalidade entre as espécies de foraminíferos planctônicos pode estar mais relacionada a temperatura e profundidade da camada de mistura (FRAILE *et al.* 2009). Na Bacia de Campos, as espécies relacionadas a maior produtividade apresentaram tendência de diminuição com o aumento da profundidade (Figura 3), sugerindo que com o distanciamento dos processos dinâmicos da BC na região da quebra de plataforma e associados à frente da BC, as águas superficiais se tornam mais oligotróficas na Bacia de Campos, corroborando com os resultados encontrados por Lessa *et al.* (2014) e Sousa *et al.* (2014). O primeiro, reporta maior abundância relativa de espécies de foraminíferos planctônicos indicadoras de alta produtividade na Bacia de Santos, associadas ao deslocamento para Sul da pluma do sistema de ressurgência de

Cabo Frio, em comparação com a maior presença de espécies típicas de águas quentes e oligotróficas na plataforma da Bacia de Campos. Enquanto, Sousa *et al.*, (2014) reportam maiores valores de diversidade de foraminíferos planctônicos na coluna d'água da Bacia de Campos, na região da frente termal da BC. Assim, a maior abundância relativa destas espécies indicadoras de alta produtividade no talude superior parece estar relacionada aos eventos de enriquecimento das águas superficiais pelo afloramento episódico da SACW, promovidos pela ressurgência de quebra de plataforma (CAMPOS *et al.*, 1995; SILVEIRA *et al.*, 2000) e pelos meandros e vórtices da BC.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A investigação do conteúdo de foraminíferos planctônicos dos sedimentos superficiais da Bacia de Campos nos permitiu avaliar a resposta desses organismos a mudanças na SST e produção primária dessa região. Nossos resultados indicam a SST como a principal variável controladora do fluxo de testas de foraminíferos planctônicos para os sedimentos do talude da Bacia de Campos. A ANOVA aplicada nos dados de densidade total e Riqueza revelou que não há variação significativa latitudinal ou temporal na distribuição desses descritores ecológicos. Em relação a trabalhos de reconstrução paleoambiental, a ausência da temporalidade encontrada implica que dados de fluxo de testas de foraminíferos planctônicos para o assoalho oceânicos podem ser considerados como representativos de mudanças na média anual de variáveis, como a SST. A associação moderna de foraminíferos planctônicos encontrada Bacia de Campo reflete as condições de uma região subtropical oligotrófica, com dominância de espécies típicas de ambientes de águas quentes e pobres em nutrientes, como a *G. ruber* e *T. sacculifer*. No entanto, a presença de espécies consideradas representativas de ambientes altamente produtivos, como *G. bulloides*, *G. siphonifera* e *G. falconensis*, mesmo que com abundância relativa menor, refletem a complexa hidrodinâmica local resultante do meandramento e vórtices da BC. As lacunas do conhecimento em relação aos padrões das espécies utilizadas como *proxies* ainda dificultam a compreensão da distribuição geral das associações de foraminíferos planctônicos na margem sudeste brasileira. Com isso, análises mais detalhadas englobando espécies de foraminíferos planctônicos mais usadas em reconstruções paleoceanográficas

devem ser foco de trabalhos futuros, buscando a melhora na calibração regional desses *proxies* para sua aplicação nos registros marinhos da margem sudeste brasileira.

CAPÍTULO II

S/SE Brazilian continental margin sea surface temperature and productivity changes over the last 50000 years

Mudanças na temperatura da superfície do mar e na produtividade da Margem continental S/SE brasileira nos últimos 50.000 anos

Aislyn Alvarenga¹, Renata Hanae Nagai¹

¹ Center of Marine Studies - Federal University of Paraná (AV. Beira Mar, S/N - Pontal do Paraná, PR, Brazil 83255-976).

Potential co-authors: Silvia Helena de Mello e Sousa (Oceanographic Institute, São Paulo University - IOUSP), Rubens Cesar Lopes Figueira (IOUSP) e Peter DeMenocal (Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University)

Revista pretendida: Quaternary Science Reviews (QUALIS A1 – Biodiversidade. Fator de impacto: 4.641)

ABSTRACT

Here we apply planktonic foraminifera assemblage and geochemical test composition (Mg/Ca ratios) as proxies to reconstruct sea-surface temperature and productivity changes that took place in the SW Atlantic over the last 50000 years. For this, a marine sedimentary core (NAP63-1, 24 ° 30'10 "S, 44 ° 11'28" W, 842 m) collected at the upper continental slope of the Santos Basin. Our results showed that changes in SST and productivity in the Brazilian SE margin are strongly related to changes in global circulation patterns, being governed mainly by the AMOC circulation states and their relations with regional circulation. During MIS3, relatively high SST values and productivity, suggest that the SW Atlantic was influenced by abrupt climatic cold events, that interrupted the AMOC and strengthened BC. A stronger BC also increased surface waters temperature and primary productivity during MIS2, as AMOC weakened. A progressive increase in SST and a decrease in productivity marks MIS1 with the strengthening of AMOC and the weakening of BC, reducing the occurrence of shelf break upwelling events. Over the last 50000 years the anti-phasic relationship between AMOC and BC, not only influenced SST patterns at the SW Atlantic, but also impacted surface waters primary productivity.

Keywords: AMOC. Planktonic foraminifera. Brazil Current. SST. Paleoproductivity.

1 INTRODUCTION

Over geological time, the Earth's climate is regulated by a number of different forcings that act at different timescales (ZACHOS *et al.*, 2001). Earth's orbital parameters changes, act as an external forcing, and result in changes of the amount of solar energy received by the planet, causing latitudinal and seasonal changes in insolation. In turn, insolation changes may result in changes within the climate system that alter ocean circulation, causing different responses in the Northern and Southern Hemispheres (BRADLEY, 1999). During the Quaternary period (the last 2.58 million years), insolation changes, driven by changes in Earth's orbital parameters, are the main forcing mechanism of glacial/interglacial cycles (10^4 to 10^6 years cyclicity) (ZACHOS *et al.*, 2001). However, within these cycles, at smaller timescales (secular to millennial), ocean circulation has been shown to be an important mechanism controlling planetary heat redistribution.

The Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) extends through the entire Atlantic Ocean, on both hemispheres. This current system, formed by upwelling processes, surface and deepwater currents and deep-water formation regions, has a strong control over the stratification and distribution of water masses, the amount of heat transported by the ocean, and the cycling and storage of chemical species; being a fundamental part in the Earth's climate (KUHLBRODT *et al.*, 2007). It is accepted that, during the Quaternary, the AMOC presents three main circulation states: (i) the warm circulation state that occurs during interglacial periods where AMOC is strong and deep; (ii) the cold circulation state that occurs in the glacial periods with the shallowest weakened AMOC; and (iii) the off circulation state that occurs after abrupt events with large freshwater inputs to the ocean causing the shutdown of the entire AMOC system (LYNCH-STIEGLITZ *et al.*, 2017). Especially in periods when abrupt events change circulation patterns, the AMOC appears to have a stronger relationship with SST across the Atlantic, leading to the so-called bipolar seesaw (BROECKER *et al.*, 1998).

In recent years, the Brazil Current (BC) complex hydrodynamics and its influence over important oceanographic processes at the S/SE Brazilian continental have been explored by a growing number of works (e.g., DAUNER *et al.*, 2019; NAGAI *et al.*, 2009, 2010, 2020; PEREIRA *et al.*, 2018; PORTILHO-RAMOS *et al.*, 2019 *amongst others*). These studies have also improved our understanding of how

the BC interacts with global climate mechanisms at different timescales, such as the AMOC. For the late Holocene (last 4000 years) Chiessi *et al.*, (2014) argues that there is an anti-phase between the strength of the AMOC and the intensity of the BC, with the occurrence of positive SST anomalies at the SW Atlantic in periods when the BC is strong. The existence of an antiphase relationship between the BC and the AMOC, has also been confirmed by Nagai *et al.* (2020) for the Holocene (last 11700 years). These authors, however, highlight that the resulting SST response (positive/negative anomaly) at the S/SE Brazilian margin is also dependent of the dynamics of the BC, and its interactions with regional hydrodynamic features, such as the La Plata River Plume. Even though S/SE Brazilian margin SST responses to AMOC and, in consequence, BC strength changes are not homogeneous, these studies have shown that over the Holocene the AMOC has been the most important forcing at secular and millennial timescales. The strengthening of the BC when AMOC is in its cold mode can lead to the input of colder and nutrient-rich waters in regions of the shelfbreak, enriching the oligotrophic waters of BC, while a contrary relationship was perceived for NBC, which is strengthened with AMOC in its warm circulation state (ARZ *et al.*, 1999; CHIESSI *et al.*, 2014; PORTILHO-RAMOS *et al.*, 2019).

Considering the modern oceanographic setting of the Santos Basin, specifically at our core retrieval site at the upper continental slope, it is expected that during AMOC warm circulation state (i.e., Marine Isotopic Stage - MIS3 and 1), a weaker BC would lead higher SST and lower productivity, with an opposite scenario during MIS2 AMOC cold circulation state. While at abrupt cold events in an AMOC off-circulation state, a stronger BC should promote abrupt increases in both SST and productivity at the S/SE Brazilian margin. Here we explore how the S/SE Brazilian continental margin responded in terms of productivity and SST to paleoceanographic and paleoclimatic changes over the last 50000 years. For this we use proxies based in planktonic foraminifera for productivity (ratio Gb/Gr, %*Globigerina bulloides*, %*Globigerinita glutinata*, %*Globigerinoides ruber* and %*Trilobatus sacculifer*) and temperature (MAT- transfer function and Mg/Ca (*G. ruber* (white) *sensu stricto*)).

2 MODERN OCEANOGRAPHIC SETTINGS

The Santos Basin is inserted in the physiographic sector called São Paulo Bight, which extends from 23 °S to 28 °S (ZEMBRUSCKI, 1979). The shelfbreak is located at approximately 140 m depth (MAHIQUES *et al.*, 2011). Surface and subsurface dynamics are governed by the south flowing BC, which originates at approximately 10° S, where the South Equatorial Current bifurcates also forming its northern counterpart, the North Brazil Current (NBC) (SILVEIRA *et al.*, 2000). The BC carries the warm and oligotrophic Tropical Water (TW, $T > 20$ °C and $S > 36$) at superficial levels, and the cold and nutrient rich South Atlantic Central Water (SACW, $6 > T < 20$ °C and $34.6 > S < 36$) between 400 and 700 m water depth (SILVEIRA *et al.*, 2000). Below the BC, the Intermediate Western Boundary Current (IWBC) flows to the north carrying the Antarctic Intermediate Water (AAIW, $3 > T < 6$ °C and $34.2 > S < 34.6$); and below the IWBC, the Deep West Boundary Current (DWBC) transports the North Atlantic Deep Water (NADW, $3 > T < 4$ °C and $34.6 > S < 35$) to the south (STRAMMA; ENGLAND, 1999; SILVEIRA *et al.*, 2000).

At the São Paulo Bight continental shelf, seasonal primary productivity is enhanced by two main oceanographic processes. During austral summer, short nutrient injection events derived from the shelf penetration and surfacing of the SACW; and during austral winter, the northward displacement of the La Plata Plume River brings nutrient-rich Plata Plume Water (PPW) to the southern portions of the middle and outer shelf (PALMA; MATANO, 2009). The PPW reaches up to 27°S (24°S in 07/1993) during austral winter when favorable southwesterly winds prevail and the frequency of meteorological frontal systems increases (MÖLLER *et al.*, 2008). At the shelf break and continental slope, the BC interacts with the coastline orientation and the seafloor bottom bathymetric gradient gaining a meandering pattern with associated eddy formation (CAMPOS *et al.* 1995; SILVEIRA *et al.*, 2000). The BC strength has a positive impact in its meandering pattern and eddy formation, and with the increase in eddy formation it is easier for the SACW to reach surface waters (CALADO *et al.*, 2008). As the SACW reaches the euphotic zone, it replaces the oligotrophic background scenario of the TW and increases the average annual production of the São Paulo Bight (BRANDINI *et al.*, 2018). This mechanism can generate the fertilizing of the oligotrophic waters of the S/SE Brazilian margin not only in during austral summer (BRANDINI *et al.*, 2018).

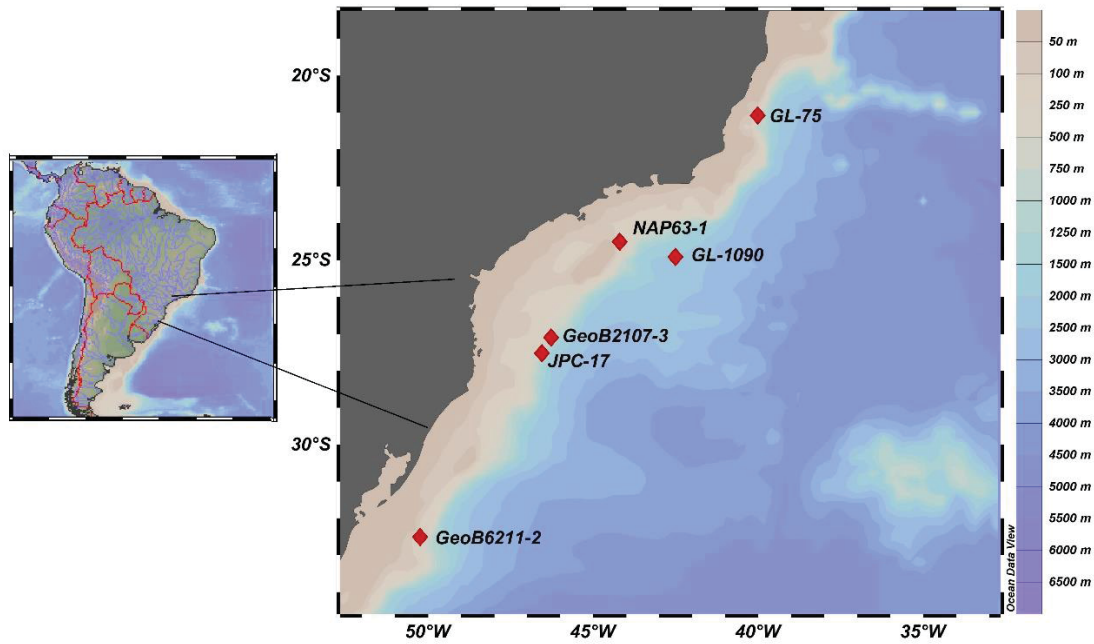


Figure 1. The study area with the cores used for comparison GL-75 (21°08'S, 40°01'W; 1421 m, Portilho-Ramos *et al.*, 2015), NAP63-1 (24°30'10" S 44°11'28" W, 842 m), GL-1090 (24°92'S, 42°51'W; 2225m, Santos *et al.*, 2017), GeoB2107-3 (27°10'S, 46°27'W; 1048 m, Pereira *et al.*, 2018), JPC-17 (27°53'S, 46°55'W; 1657m, Portilho-Ramos *et al.*, 2019) and GeoB6211-2 (32°51'S 50°24'W 657M, Chiessi *et al.*, 2014).

3 MATERIALS AND METHODS

3.1 SAMPLING

Sediment core NAP63-1 (24°30'10" S, 44°11'28" W, 842 m water depth, 224 cm sedimentary recovery) was retrieved from the SE Brazilian upper slope with the aid of a piston corer onboard the R.V. Alpha Crucis from the Oceanographic Institute of the University of São Paulo (IO-USP, Brazil) (Fig 1). The core was kept under refrigeration until sampling at a regular spacing of 2 cm, and samples were then freeze dried and stored until analysis.

3.2 AGE MODEL

The core age model, based on a combination of radiometric dating and benthic foraminifera (*Uvigerina* spp.) stable oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$), has been described and published by Dauner *et al.* (2019). In general terms, for the first 40.000 years, six ^{14}C ages were obtained in well preserved planktonic foraminifera tests (Tab 1). The chronology of older than 40.000 years sediments, was estimated via the $\delta^{18}\text{O}$ correlation between NAP63-1 and the LR04 (LISIECKI; RAYMO, 2005)

and the ISA (LISIECKI; STERN, 2016) stack curves. The age-depth curve was then modelled using the BACON software version 2.3.5 (BLAAUW; CHRISTEN, 2011).

Table 1. Core NAP 63-1 chronology (modified from Dauner *et al.*, 2019).

Sample N°	Age Model Method	Conventional Age (yr BP)	Calibrated probability median (yr BP)	2 σ range (yr)
2–4 cm	calibrated ^{14}C age	2750 \pm 30	2465	2340–2635
14–16 cm	calibrated ^{14}C age	7710 \pm 40	8180	8050–8290
46–48 cm	calibrated ^{14}C age	19,430 \pm 110	22,900	22,560–23,270
52–54 cm	calibrated ^{14}C age	24,710 \pm 100	28,350	28,040–28,650
74–76 cm	calibrated ^{14}C age	33,500 \pm 400	37,290	36,280–38,322
100–102 cm	calibrated ^{14}C age	40,130 \pm 440	43,410	42,720–44,240

3.3 PLANKTONIC FORAMINIFERA DATA

For this study, a total of 61 samples, representing the upper 124 cm of NAP63-1 sedimentary column were investigated for its planktonic foraminifera content. From each sample, 10 cm³ of sediment was weighed and washed over a 63- μm mesh, and the residual material was oven-dried at temperatures below 60°C. The dried material was split until reaching approximately 300 planktonic foraminifera tests and handpicked with the aid of a stereomicroscope ZEISS SteREO Discovery.V8 (8:1). Picked planktonic foraminifera tests were counted, placed on a microslide, and identified following the taxonomic classification of Schiebel and Hemleben (2017) and the World Register of Marine Species (WorMS) database.

Four species that have a strong relationship with nutrient input were chosen as indicators of paleoenvironmental conditions. The relative abundance of *G. bulloides* and *G. glutinata* as indicators of high productivity and upwelling (HILBRECHT, 1996; KUCERA, 2007) while for nutrient depleted regions the species *G. ruber* morphotype white and *T. sacculifer* were chosen (SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2017). For paleoproductivity, the ratio $(\text{Gb/Gr}) = G. \text{bulloides}/G. \text{ruber}$ (TOLDERLUND; BÉ, 1971) which uses species that indicate upwelling and oligotrophic conditions was used. To obtain the flow of tests the data of total density of tests for each sample was multiplied by the estimated sedimentation rate.

The reconstruction of SST using the MAT (Modern Analog Technique) was performed by applying a transfer function with the PAST3 software (Hammer *et al.*, 2001), using 276 samples from the modern South Atlantic database of the MARGO Project - "Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean Surface"

(KUCERA *et al.* 2005). The software uses the Imbrie and Kipp (1971) method of factor analysis and environmental regression. The transfer functions estimate past climatic conditions based on the compositional change of the assemblages, using analogous paleoceanographic and environmental and biological modern data (KIM *et al.*, 2015; HERBERT; HARRISON, 2016).

3.4 PLANKTONIC FORAMINIFERA MG/CA

For Mg/Ca analyses between 30-50 shells of *G. ruber* (white) s.s. tests were picked from the 250–300 μm size fraction. Foraminifera shells were gently crushed between two glass plates to open the chambers and then cleaned following the procedure of Martin and Lea (2002). The major steps of this method are (1) several water and ethanol washings to remove clay, (2) a reduction with a hydrazine/ammonium citrate solution to eliminate metal oxides, (3) hydrogen peroxide treatment in a water bath at 80°C to eliminate organic matter. Prior to measurement, samples are dissolved in approximately 1 to 2 ml of 0.5 N optima grade nitric acid, and analyzed with a Thermo Scientific iCap Q quadrupole ICP-MS at the Trace Element Geochemistry Lab at Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University (LDEO, New York, US). The Fe/Ca and Mn/Ca ratios values were used to monitor cleaning efficiency of the samples. The range of Fe/Ca and Mn/Ca varied between 0.03–0.2 and 0.02–0.09 mmol/mol, respectively, and showed no co-variation with Mg/Ca. Samples showing anomalously high Mg/Ca values with accompanying high Fe/Ca and/or Mn/Ca ratios were rejected. We also performed replicate Mg/Ca analyses (~15%), replicates are based on separate aliquots of approximately 40 foraminifera tests that have been crushed, cleaned, and analyzed separately. Replicate analyses of samples show the mean reproducibility ± 0.20 mmol/mol for Mg/Ca. Long-term measurement of a standard routinely measured is within 1% of the reported value.

Temperature estimates based in Mg/Ca ratios in foraminiferal calcite followed the exponential calibration equation (Eq. 1), where the regression curve is defined by the slope α , which is the temperature sensitive component, and the y-axis intercept b in mmol/mol. In this study we applied the coefficients values derived from Anand *et al.*, (2003): $b = 0.34$ and $\alpha = 0.102$ for *G. ruber* (white) s.s. Mg/Ca based paleotemperature estimates. Considering that the analytical error of Mg/Ca (± 0.20

mmol/mol) and the error related to translation Mg/Ca in the Mg/Ca SST estimation (± 0.5 °C) the total error of Mg/Ca based SST estimates in this study is 1.0 °C.

$$\text{Mg/Ca} = b \exp (\alpha T) \quad (\text{Eq.1})$$

4 RESULTS

A total of 34 species of planktonic foraminifera belonging to 14 genera were identified in core NAP63-1. The following species together accounted for more than 60% of the total planktonic foraminifera assemblage: *G. ruber* (white) (2.4-37.6%), *G. ruber* (pink) (2.5-34.6%), *G. bulloides* (1.4-23.7%), *Globoturborotalita rubescens* (1.6-20.4%), *T. sacculifer* (0.3-13.9%), *G. glutinata* (1.7-12.5%), *Globorotalia inflata* (0-10.3%), *Globigerina falconensis* (0.6-7.9%), *Neogloboquadrina incompta* (0-6.2%), *Globigerinella calida* (0-4%), *Neogloboquadrina dutertrei* (0-3.7%).

During MIS3 planktonic foraminifera fluxes to the seafloor varied between 605-4800 tests/cm² ka and presented great variation. For MIS2, planktonic foraminifera fluxes varied between 492-1715 tests/cm² ka, with lower values at approximately 22000 years cal BP. An increase in planktonic foraminifera fluxes is observed during MIS1 (1323-23906 tests/cm² ka), with the highest values (23906 tests/cm² ka) observed at approximately 8900 years cal BP (Figure 2).

G. bulloides and *G. glutinata*, species considered to represent high productivity conditions showed similar along core abundance distribution (Fig 2. a, b). Relatively higher values are observed during MIS3, for *G. bulloides* abundance values of 23.6% are observed at 35000 years cal BP, and for *G. glutinata*, 12.4% at approximately 47000 years cal BP. While, relatively lower abundance values (< 2%) are observed during MIS1 at approximately 1500 years cal BP.

Species considered to represent oligotrophic environments (i.e., *G. ruber* and *T. sacculifer*), presented relatively lower abundance values during MIS3 and higher values during MIS1 (Fig 2. c,d). *G. ruber* abundance values presented an overall decreasing trend within MIS3, between 47000 and 35000 years cal BP, followed by a progressive increase towards MIS1, reaching abundance values of 52.9% (at 42000 years cal BP). While, *T. sacculifer* abundance values showed no clear trend, oscillating between approximately 1 and 11% throughout the record, with relatively higher values during MIS1.

The Gb/Gr ratio presents an overall decreasing trend in the last 50000 years, the highest value ($= 1.38$) was found during MIS3 at approximately 33000 years cal BP, while the most Recent sample presented the lowest value ($= 0.03$) (Fig 2. e).

SST estimates ranged between 21.5 to 26.0°C for MAT-based SST and between 21.4 and 24.2 ± 1.0 °C for *G. ruber* (w) s.s. Mg/Ca-based SST (Fig 2. f,g). MAT-based SST present a decreasing trend between approximately 50000 to 35000 years cal BP, followed by a progressive increase in SST towards the late Holocene. While Mg/Ca-based SST values presented higher values between 50000 and approximately 27000 years cal BP, followed by a progressive decrease until the LGM, when the lowest SST values ($= 21.4 \pm 1.0$ °C) are observed. After approximately 17000 years cal BP, Mg/Ca-based SST present a progressive increase in values towards the Present.

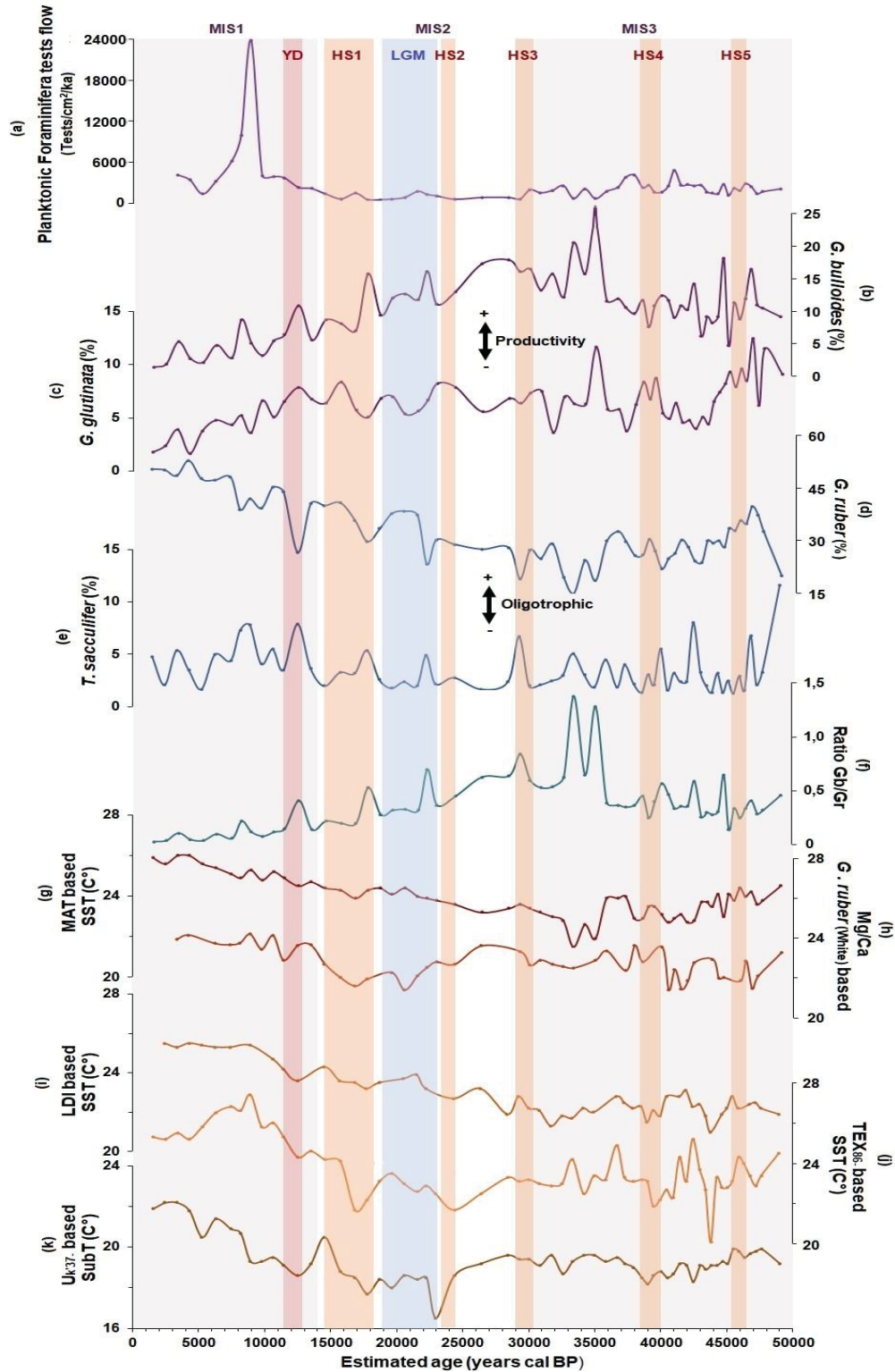


Figure 2. (a-f) Last Glaciation cycle planktic foraminiferal fauna data from sediment core NAP63-1, including sea surface temperatures (°C) estimates by (g) MAT (Transfer function), and (h) Mg/Ca ratios in *G. ruber* (white) s.s. . Sea surface (i, j) and subsurface (k) temperature reconstructions obtained from sediment core NAP63-1 after Dauner *et al.* (2019). Where, the gray band represents Marine Isotopic Stages (MIS), the orange bands represent the Heinrich Stadials (HS), the blue band represents the Last Glacial Maximum (LGM), and the red band represents the Younger Dryas (YD) event.

5 DISCUSSION

5.1 PLANKTONIC FORAMINIFERA RESPONSE TO SST AND PRODUCTIVITY CHANGES OVER THE LAST 50000 YEARS

Modern planktonic foraminiferal abundances and diversity distribution off the S/SE Brazilian continental margin are mainly controlled by surface waters temperature and primary productivity promoted by episodic inorganic nutrient enrichment of the photic zone (SOUSA *et al.*, 2014). Over the last 50000 years the planktonic foraminifera assemblage from sediment core NAP63-1 has been mainly composed of warm water species (*G. ruber* (white) and (pink) forms), depicting this regions' oligotrophic nature; with periods when productivity related species (i.e., *G. bulloides*) also thrive. Which is consistent with the highly complex hydrodynamic scenario of the S/SE Brazilian margin.

Previous studies performed at the SE Brazilian margin applied the relative abundance of individual planktonic foraminifera species as proxies for past trophic conditions (SOUTO *et al.*, 2011; LESSA *et al.*, 2014; PORTILHO-RAMOS *et al.*, 2015, 2019; PEREIRA *et al.*, 2018). In this sense, the relative abundances of *G. ruber*, both white and pink morphotypes, has been applied as a proxy for surface waters oligotrophic conditions by different authors (e.g., LESSA *et al.*, 2014). This shallow-dwelling species is the most frequent symbiont bearing planktonic foraminifer, inhabiting tropical to subtropical waters, with temperatures between 14 and 31°C (SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2017). At the SE Brazilian margin, *G. ruber* dominates the first 100 m of the water column (SOUSA *et al.*, 2014) in regions with warm and nutrient depleted conditions and does not thrive during shelf-break upwelling events (VENÂNCIO *et al.*, 2016). Another species that is commonly applied as a proxy for warm and nutrient depleted waters is *T. sacculifer*, also a symbiont bearing species, frequently found inhabiting warm and oligotrophic surface waters with temperatures ranging between 14 and 32 °C (SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2017).

On the other hand, the non-spinose planktonic foraminifera *G. bulloides* is commonly applied as a proxy for upwelling induced high primary productivity waters (e.g., PORTILHO-RAMOS *et al.*, 2015, 2019). This opportunistic species inhabits mid and high latitudes water with seasonally enhanced primary productivity, it mainly

dwells above the thermocline (SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2017). Its well-known characteristics of thriving in high productivity regimes makes this species a good upwelling intensity proxy (KUCERA, 2007). This is also the case for the planktonic foraminifera *G. glutinata* considered to follow enhanced phytoplankton production in surface waters (Schiebel and Hemleben, 2017), with higher abundances in regions adjacent to the upwelling zones (HILBRECHT, 1996).

According to Kucera (2007) when the environment is enriched with nutrients, the large carnivorous specialists adapted to oligotrophic conditions, such as *G. ruber* and *T. sacculifer*, can be easily outnumbered by omnivorous and herbivorous species such as *G. bulloides* and *G. glutinata*. Hence, other planktonic foraminifera fauna data-based proxies, such as the Gb/Gr ratio, have also been commonly applied to infer past productivity changes at the SE Brazilian margin (TOLEDO *et al.*, 2008; NAGAI *et al.*, 2010; LESSA *et al.*, 2014). The Gb/Gr ratio, however, would not only reflect productivity changes, where high values of this ratio imply high primary productivity conditions, but also reflect water column temperature changes (TOLEDO *et al.*, 2008). Thus, for the SE/S Brazilian margin, the presence of cold and nutrient enriched waters, such as the SACW, would favor the opportunistic *G. bulloides*, resulting in high Gb/Gr ratio values; while the presence of warm and oligotrophic waters of the TW, would favor the symbiont bearing *G. ruber*, diminishing Gb/Gr ratio values.

As a general trend, previous studies report that for the S/SE Brazilian margin, glacial stages within the last glacial period (MIS 4-2, 71000 – 11700 years) were characterized by significantly higher primary productivity when compared to the Holocene (PORTILHO-RAMOS *et al.*, 2015). Our data clearly point to a predominance of spinose and symbiont-bearing species (i.e., *G. ruber* and *T. sacculifer*) at interglacial stages (MIS3 and MIS1) (Fig. 2). While, species considered to be representative of high productivity environments (i.e., *G. bulloides* and *G. glutinata*) have relatively higher abundances at the end of MIS3 and beginning of MIS2, reaching the lowest abundance values at the late Holocene. This glacial/interglacial productivity pattern is also registered at different sediment cores retrieved along the southwestern Atlantic slope between 21 and 27°S, as shown in Figure 3.

In respect to SST, the S/SE Brazilian margin does not show a clear glacial/interglacial pattern (Fig. 4). Although our SST estimates derived from both

planktonic foraminifera fauna data (MAT) and Mg/Ca ratio is *G. ruber* (w) s.s. present different trends (which will be further discussed in section 5.2), both curves agree with previously published studies. It is clear that the Holocene has had the warmest SST within the last 50000 years and that there has been an uninterrupted warming trend for S/SE Brazilian margin SST from late-MIS3 to MIS1 (MAT-based estimates), as reported by SANTOS *et al.*, (2017). Additionally, the scenario portrayed in Figure 4, suggests that the S/SE Brazilian margin SST patterns over the last 50000 years, have not been primarily controlled by insolation changes. Based on these characteristics, we compare NAP63-1 data with different records retrieved from the S/SE Brazilian slope [GL-75 - 21°08'S, 40°01'W, 1.421 m; Portilho-Ramos *et al.*, (2015); GL-1090 - 24°52'S, 42°51'W, 2.225m; Santos *et al.*, (2017); GeoB2107-3 - 27°10'S, 46°27'W, 1.048 m; Pereira *et al.*, (2018), JPC-17 - 27°53'S, 46°55'W, 1.657m; Portilho-Ramos *et al.*, 2019); and GeoB6211-2 - 32°51'S, 50°24'W, 657 m, Chiessi *et al.*, (2015)] and discuss how the S/SE Brazilian margin SST and productivity responded to changes in AMOC strength over the last 50000 years.

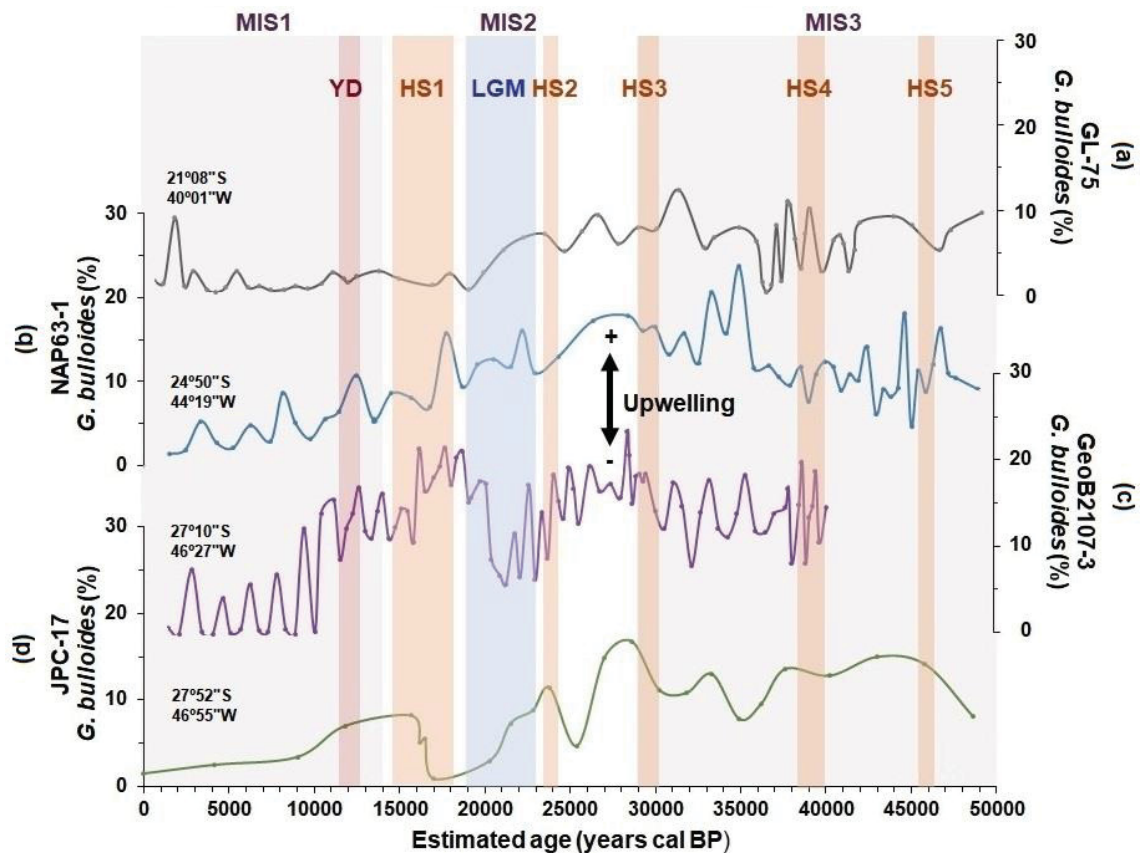


Figure 3. Productivity changes between 21 and 27°S off the S/SE Brazilian slope represented by the relative abundances of the planktonic foraminifera *G. bulloides* from sediment cores (a) GL-75 (21°08'S, 40°01'W, 1.421 m; Portilho-Ramos *et al.*, 2015), (b) NAP63-1 (24°30'10'S,

44°11'28" W, 842 m; *this study*), (c) GeoB2107-3 (27°10'S, 46°27'W, 1.048 m; Pereira *et al.*, 2018), and (d) JPC-17 (27°53'S, 46°55'W, 1.657m; Portilho-Ramos *et al.*, 2019). Where, the gray band represents Marine Isotopic Stages (MIS), the orange bands represent the Heinrich Stadials (HS), the blue band represents the Last Glacial Maximum (LGM), and the red band represents the Younger Dryas (YD) event.

MIS3 (57000 – 29000 years cal BP) – there are few studies on the Brazilian continental margin that cover this time interval (e.g., PORTILHO-RAMOS *et al.*, 2015; SANTOS *et al.*, 2017). The oscillations found during this interval, however, are often not fully explored by those works. During MIS3, our data suggests that the SE Brazilian margin experienced relatively higher SST, when compared to MIS2 and MIS1, following the insolation patterns (Fig. 3 and 4). Our data, also highlights significant abrupt (positive and negative) changes in both SST and productivity, shown both MAT and Mg/Ca-based SST estimates, and *G. bulloides* abundances, respectively. This variability is most likely related to changes in the AMOC strength during the different abrupt cold events that occurred in MIS3.

The relatively higher SST and productivity, especially towards the end of this stage, and abrupt changes have also been observed in other marine sedimentary records retrieved from the S/SE Brazilian slope (i.e., LEONHARDT *et al.*, 2013; LOURENÇO *et al.*, 2016; PEREIRA *et al.*, 2018; PORTILHO-RAMOS *et al.*, 2015; 2019; SANTOS *et al.* 2017). It is worth to mention though, that amongst the records depicted in Figure 3, the highest *G. bulloides* relative abundances (~5–24%) were registered by the records retrieved from the shallowest parts of the slope, 842 m (NAP63-1) and 1048 m (GeoB2107-3, 27°10'S, 46°27'W; Pereira *et al.* 2018). Considering the location of these core retrieval site and modern oceanography, this is probably related to BC eddy induced SACW upwelling events, which suggests that these core sites are strongly influenced by the dynamics of the BC. The higher Gb/Gr ratio values obtained from NAP63-1 and the lower SST values registered by both cores during MIS3, when compared to the other records, also reinforce this idea. We then propose that, even though during MIS3 the AMOC is expected to be in its strong warm circulation state, the occurrence of abrupt cold climatic events interrupting the AMOC, enhanced the BC strength, resulting in lower SST and higher productivity due to eddy induced SACW upwelling at the S/SE Brazilian slope.

MIS2 (29000–14000 years cal BP) – environmental conditions of the S/SE Brazilian continental margin during this glacial stage has been explored by number of studies

(e.g., TOLEDO *et al.*, 2007; LEONHARDT *et al.*, 2013; PORTILHO-RAMOS *et al.*, 2015; 2019; PEREIRA *et al.*, 2018). These works propose that changes in global circulation were the main driving mechanism for our study area. The *G. bulloides* abundances observed in our record during this period, suggest increased in productivity at the beginning of MIS2, with a gradual decrease towards MIS1 (Fig 3). The higher productivity registered is probably related to increased BC eddy induced SACW upwelling, as at this glacial stage, the AMOC is expected in its weak cold circulation state, leading to a stronger BC. Pereira *et al.* (2018) also proposes that the decrease in SST and the presence of high productivity planktonic foraminifera species observed at 27°S (core GeoB2107-3), was also related to the upwelling of SACW. While, Portilho-Ramos *et al.*, (2015) proposes that high *G. bulloides* abundances during MIS2 suggest that these upwelling events may have occurred in short periods or in pulses during the year.

On the other hand, the weakening of the AMOC, also decreases the interhemispheric heat transport from the south to the north Atlantic (Fig 4), meaning that the subtropical portion of the South Atlantic Ocean would store warmer and more saline waters in glacial conditions (SANTOS *et al.*, 2017). Thus, the S/SE Brazilian margin would also warm during MIS2. Our MAT-based SST estimates clearly shows the progressive warming of the SST through MIS2, also suggesting a progressive decrease in SACW upwelling events. Additionally, according to Portilho-Ramos *et al.* (2015), during MIS2 the prolonged presence of Antarctic sea ice increased the frequency of frontal passages, and the southeast winds may have suppressed coastal upwelling systems. Pereira *et al.* (2018) proposes another mechanism to explain this SST and productivity configuration during MIS2. These authors propose that the northward displacement of the PPW, and its nutrient enriched waters, could have been responsible for fertilizing the ocean's surface waters during MIS2. Which might be the case at 27°S, however, although the PPW northward displacement is wind dependent, given the modern latitudinal limit of the PPW extension (27°S) and the fact that the PPW influence is restricted to the middle and outer shelf, it is improbable that the PPW reached NAP63-1 site location during MIS2.

LGM (19000-23000 years cal BP) – during the LGM our data suggests an increase in productivity. Increase in productivity during the LGM has also been reported by other benthic foraminifera-based studies (TOLEDO *et al.*, 2007; NAGAI *et al.*, 2010). Other

records from the SE Brazilian margin, also register increase in terrestrial organic carbon contents (LOURENÇO *et al.*, 2016; DAUNER, 2019). While at other periods of MIS2 productivity is probably related to SACW eddy induced upwelling, for the LGM productivity increase is most likely related to an increase in continental input, under the LGM low sea level scenario, and the offshore displacement of the BC (MAHIQUES *et al.*, 2007; NAGAI *et al.*, 2010).

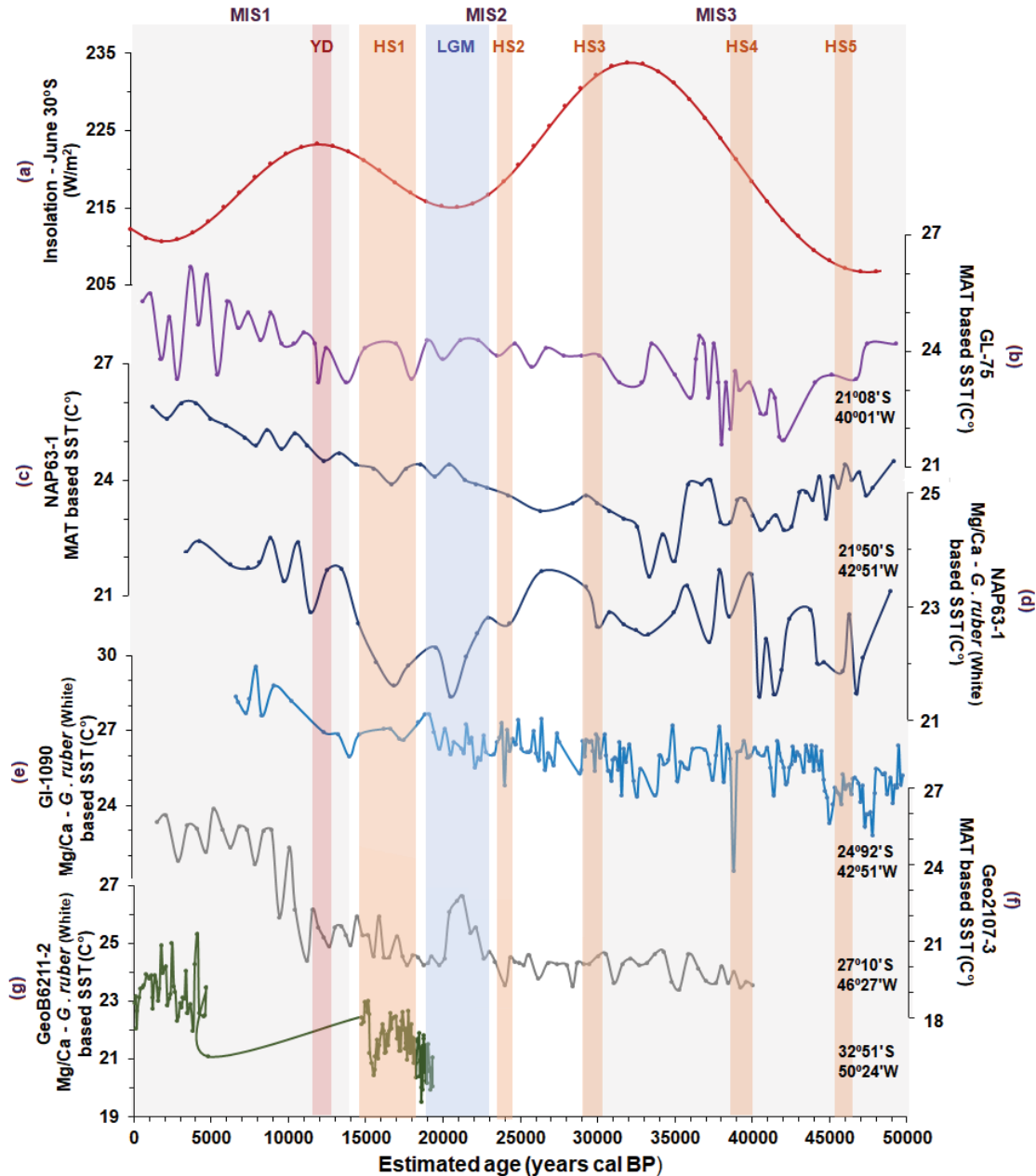


Figure 4. Last 50000 years (a) June insolation at 30°S (Berger and Loutre, 1991) and S/SE Brazilian margin SST estimates based on (b) MAT-based SST for core GL-75 (21°08'S, 40°01'W; 1421 m, Portilho-Ramos *et al.* 2015), (c) MAT-based and (d) *G. ruber* (w) s.s. Mg/Ca-based for core NAP63-1 (24°30'10" S 44°11'28" W , 842 m, this study), (e) *G. ruber* (w) Mg/Ca-based for core GL-1090 (24°92'S, 42°51'W; 2225m, Santos *et al.* 2017), (f) MAT-based for core GeoB2107-3 (27°10'S, 46°27'W; 1048 m, Pereira *et al.* 2018), and (g) *G. ruber* (w) Mg/Ca-based for core GeoB6211-2 (32°51'S 50°24'W 657M, Chiessi *et al.* 2015). Where, the gray band represents

Marine Isotopic Stages (MIS), the orange bands represent the Heinrich Stadials (HS), the blue band represents the Last Glacial Maximum (LGM), and the red band represents the Younger Dryas (YD) event.

MIS1 (the last 14000 years) – during the Deglacial transition between the MIS2 and 1 our data points to a gradual increase in SST and a decrease in productivity. Clark *et al.*, (2007) reports that during the deglacial the Southern Hemisphere also showed responses to weakened AMOC, as well as changes in the transport of inter-hemispheric heat, and warming of the tropical Atlantic and Antarctic Oceans. Another factor that contributed to ocean warming was the response of the sea ice albedo (CLARK *et al.*, 2007), which showed a reduction in this period mainly due to the increase in insolation (Fig 4). After 20000 years cal BP, Portilho-Ramos *et al.* (2015) reports warm and oligotrophic conditions to the north and stronger upwelling to the south of 23°S at the Brazilian margin. According to Arz *et al.* (1999) along with the fluctuations of the thermohaline circulation in deglacial, may have occurred heating and cooling trend as observed in the cores analyzed in our work.

After the deglacial period the AMOC starts its warm circulation state, where the reverse situation occurs and AMOC becomes stronger and deeper while BC loses strength, decreasing the upwelling events and showing lower productivity as observed in the Holocene samples (LYNCH-STIEGLITZ *et al.*, 2011; CHIESSI *et al.*, 2014). The upwelling configurations retracted during MIS1 at South Brazilian Margin (LESSA *et al.*, 2017; 2019). In the MIS1 period an increasing temperature trend can be observed, and the productivity remained decreasing towards the Holocene with low values in all cores (Fig. 4). Lessa *et al.*, (2014) found in the southeastern Brazilian margin a great decrease in both *G. bulloides* species in approximately 6.000 years cal BP. Several studies report a drop-in productivity and an increase in temperature at the beginning of the Holocene (LEONHARDT *et al.*, 2013; PETRÓ *et al.*, 2016; PEREIRA *et al.*, 2018). That agrees with the oligotrophic species percentage and the Gb/Gr ratio and indicates a Holocene with warm oligotrophic waters with low productivity.

The Holocene (11700 cal BP, Walker *et al.*, 2012), is generally characterized by the return of warm and oligotrophic waters to the S/SE Brazilian margin (TOLEDO *et al.*, 2008; PIVEL *et al.*, 2013; PORTILHO-RAMOS *et al.*, 2014; 2015; PEREIRA *et al.*, 2018). The same pattern can be observed in our study, with higher SST and lower productivity. In this period Lourenço *et al.* (2016) found a decrease in the

terrestrial organic input suggesting that the higher sea level and the increase in temperature generated the displacement of the warmest waters of BC towards the coast, decreasing marine productivity. Changes in productivity and SST in Holocene are directly linked to sea level, since in low sea level conditions BC travels offshore having less influence on the external shelf and upper slope, when the sea level rises the upper slope is again covered by the warm waters of BC (MAHIQUES *et al.*, 2007; NAGAI *et al.*, 2010).

5.2. THE S/SE BRAZILIAN MARGIN RESPONSE TO ABRUPT CLIMATE CHANGES

Over time, several events altered the climatic patterns very quickly and ended abruptly. This abrupt climate changes occur when the climate system is forced to cross a threshold, causing a transition to a new state at a certain rate by the system itself faster than the cause (MAROTZKE, 2002). The Dansgaard-Oeschger (D-O) events are short-lived and can reoccur in less than 1000 years, thus making them difficult to study (BRADLEY, 1999). In the North Atlantic these major abrupt events were characterized by a warming that lasted several hundred years or more before a return to lower temperatures (DANSGAARD *et al.*, 1993; WANG *et al.*, 2006). About 10 D-O events occurred during MIS3 (Rasmussen, 2016) and the climatic response of the South Atlantic to these events is not yet fully known, however these events may have influenced the large temperature and productivity variations observed in our work during MIS3.

At the North Atlantic Heinrich stadial (HS) events are characterized as extensive layered deposits of coarse-grained debris released during the melting of massive influxes of icebergs into the northern Atlantic (BROECKER *et al.*, 1992). The so-called Heinrich events are correlated with a great reduction in the formation of NADW due to abrupt glacial fluxes discharges freshwater to the ocean, modifying the thermohaline circulation and possibly shutting down the AMOC (MAROTZKE, 2002). Given the small duration of these events, when compared to the glacial and interglacial stages duration, and the temporal resolution of the S/SE Brazilian records, we do not intend to discuss in depth each abrupt event, but comment on the general trends of SST and productivity during the expected AMOC off circulation state associated to different cold abrupt events.

Our data for the HS5 (46400-45400 years cal BP; SARNTHEIN *et al.*, 2001) and HS4 (40000-38400 years cal BP; SARNTHEIN *et al.*, 2001) presents considerable differences in relation to other S/SE Brazilian margin cores. However, the general trend of decrease in SST and increase in productivity is observed. Considering that our record does not have a good temporal resolution for HS5 and 4, these results may also be related to large-scale variations due to glacial and interglacial periods. While, during HS2 (24100-24400 years cal BP; SARNTHEIN *et al.*, 2001) and HS1 (18100-14600 years cal BP; SARNTHEIN *et al.*, 2001), all S/SE Brazilian margin cores show an increase in SST and a decrease in productivity (except for core JPC17). The differences in values found between the cores can be explained by their differences in location and the sources of nutrient input for each one. This corroborates with other data from the Brazilian margin, such as that of Toledo *et al.* (2008), who found low values for the Gb/Gr ratio during HS1. However, Arz *et al.* (1999) argues that during the HS1 and YD, the BC became stronger in response to AMOC off circulation state. According to Ruhlemann *et al.* (1999) modeling experiments observed the abrupt cooling of the North Atlantic surface in response to the deceleration of NADW formation and a reduction in heat transport to the north, generating warming in most of the Southern Hemisphere as observed in our work. However, the intensification of AMOC was not reflected in our samples.

The younger Dryas (12800-11600 years cal BP) was an almost global event that generated an interruption in the gradual warming trend that followed the last ice age, where the rapid melting of the Laurentide ice sheet took an extensive layer of freshwater into the ocean, shutting down the thermohaline circulation and altering abruptly the planet's climate (MAROTZKE, 2002; Bradley, 1999; LYNCH-STIEGLITZ *et al.*, 2017). During younger dryas, the increase in temperature can be observed, probably caused by the weakening of AMOC. The SST reconstruction with Mg/Ca data from Venâncio *et al.* (2020) also showed an increase in temperature on the Brazilian northeast margin during the YD corroborating with the warming of south Atlantic during this event. Decline in productivity was observed by Pereira *et al.*, (2018). According to Pivel *et al.* (2013) during the YD the weakened AMOC led to the displacement of the ITC to the south and soon after the YD a decrease in SST can be observed due to the reestablishment of the more vigorous AMOC. During the HS2 and 1, and the YD, SST increases and productivity decreases, also in parts of the S/SE Brazilian margin.

5.3 A MULTIPROXY APPROACH FOR SST ESTIMATES

As SST influence ocean-atmosphere interactions, this has been the main variable investigated in paleoceanographic reconstructions. SST can be quantitatively estimated via a number of different proxies, based on calcite test bearing planktonic organisms, such as foraminifera, assemblage and test chemical composition, and organic compounds produced by planktonic organisms (i.e., coccolithophores) (WEFER *et al.*, 1999). Several studies compare reconstruction data using planktonic foraminifers and lipid biomarkers in multiproxy analyzes (i.e. SIKES; KEIGWIN, 1994; NURNBERG *et al.*, 2000; BARD *et al.*, 2001; EGLINTON; EGLINTON, 2008; GRAUEL *et al.*, 2013).

In this study, we reconstructed S/SE Brazilian margin SST based on two different planktonic foraminifera proxies (MAT, IMBRIE; KIPP, 1971; and the Mg/Ca ratio of *G. ruber* (w) s.s. tests) to reconstruct SST. Additionally, Dauner *et al.* (2019) also presented SST estimates for core NAP63-1, applying three lipid-based biomarker proxies, namely the degree of alkenone unsaturation ($U^{K_{37}}$; PRAHL; WAKEHAM, 1987), the GDGTs Tetra Ether Index (TEX₈₆; SCHOUTEN *et al.*, 2002), and the Long chain Diol Index (LDI; RAMPEN *et al.*, 2012) indices. The temperature range of organic based SST estimates reported by Dauner *et al.* (2019) and the proxies presented by our work were similar, as well as the trends of increase and decrease over the glacial and interglacial periods, with few exceptions. In general, the average difference between different proxies SST estimates is between 0.8 and 1.3 °C. The biggest difference (approximately 3.4°C) was observed between planktonic foraminifera based MAT and organic marker TEX₈₆ SST estimates, and Mg/Ca based SST estimates presented the lowest temperature range of the four proxies. We, however, do not intend to define which proxy is more suitable for the reconstruction of SST on the SE Brazilian continental margin, but discuss the advantages and uncertainties of each proxy.

Both proxies applied in our work are based on planktonic foraminifera, however, while MAT-based SST estimates rely on whole assemblage faunal counts and their modern ecological relationship to SST (KUCERA, 2007), the Mg/Ca-based SST derives from the analysis of the chemical composition of tests from one single species (BARKER *et al.*, 2005), the shallow-dwelling *G. ruber* (w) s.s.. Hence, although both NAP63-1 SST curves present similar general trends, it is possible to

observe differences between them, especially regarding temperature range. Over the last 50000 years, our MAT-based SST range from 21.5 to 26°C, while Mg/Ca-based SST vary between 21.5 and 24.2 °C.

Since the transfer functions uses relationship between modern biological data, including all the entire assemblage and environmental variable available, it can be used to reconstruct any paleoenvironmental parameter, which has modern records that provide sufficient sensitivity of the species to the environment (SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2005; HERBERT; HARRISON, 2016). The available modern databases are generally based on samples from deeper oceanic regions (> 2000 m), which might also imply in uncertainties in SST estimates. Transfer functions are inherently based on simplification, since it is impossible to account for the entire complexity of abiotic and biotic parameters (SCHIEBEL; HEMLEBEN, 2005) as well as the ecological characteristic of the individual species as spatial and temporal variations and regional preferences. Few studies even use sediment traps in the analysis of planktonic foraminifera, which can provide more specific information on the assemblages (ZARIC *et al.*, 2005; VENÂNCIO *et al.*, 2016; 2017) and there are no studies using long time series of sediment trap. The available modern foraminifera data is also often not synchronous with environmental variables.

While, the Mg/Ca ratio measured in planktonic foraminifera tests is strongly correlated to sea water temperature at the depth these organisms inhabit. Overall, our Mg/Ca-based SST presents lower values when compared to other proxies analyzed. This could be related to the habitat depth of *G. ruber* white, as at the SE Brazilian margin, Sousa *et al.* (2014) reported that *G. ruber* white occupies the first 100 m of the water column. Hence, the relatively cooler SST estimates obtained via Mg/Ca ratios of *G. ruber* white in this study could reflect not only the surface water temperatures but an integration of the first 100 m of the water column. The pink morphotype, however, showed peaks only 0-20m, and may be a more appropriate species for the reconstruction of SST in the region in future studies, since it also has a high relative abundance. It is also worth pointing out that there is no regional calibration for the planktonic foraminifera Mg/Ca based proxies on the southeastern Brazilian margin. Similarly, according to Dauner *et al.* (2019), $U^{K'}_{37}$ -based temperatures estimates at the SE Brazilian margin would also represent subsurface temperature (30 m depth) rather than SST, as this proxy presented the lowest temperature values (between 16.5 and 22.2°C).

Another important factor to considerate is if the proxies reflect annual or seasonal patterns. Several studies have shown that in different regions and oceanographic conditions, proxies can represent not only the annual average, but also the seasonal or subsurface temperature (SANTOS *et al.*, 2013; DAUNER *et al.*, 2019). The LDI-based SST and the TEX₈₆ proxies reflects mostly annual mean temperatures (KIM *et al.*, 2008; DAUNER *et al.*, 2019). The Mg/Ca and MAT-based SST also seem to represent mean annual SST conditions. However, regional calibration of proxies can provide much more interesting information about the characteristics of the species and their seasonal or annual patterns.

Although single proxy SST reconstruction may have several limitations, the application of a multiproxy approach may minimize and be of great importance to understand the general trends in natural variability of environmental changes. The different proxies applied to SST reconstruction in the NAP 63-1 record, showed similar SST trends over the last 50000 years, despite the differences in temperature amplitude, which provides a more robust assessment of SST changes at the SE Brazilian continental margin.

6 CONCLUSIONS

The SST and productivity patterns observed in our study seem to be primarily related to internal factors such as AMOC circulation states and regional changes in circulation, such as variations in the intensity of the Brazil Current. Our data corroborates with the antiphasic relationship between AMOC and BC and relation between the BC strengthened and positive anomalies in SST over the last 50000 years. During MIS3 the SE Brazilian margin experiences relatively higher SST and productivity values, with several ups and downs in these variables, highlighting the importance of further investigations regarding the impacts of abrupt climatic events for the SW Atlantic. MIS2 was marked by an increase in productivity at its beginning probably related to the occurrence of upwelling events, as AMOC weakened in its cold circulation mode in this glacial period, which lead to a stronger BC. The weakening of the AMOC also decreased inter-hemispheric heat transport, making the SE Brazilian margin warmer during MIS2, as shown by the multiproxy SST reconstruction. A progressive warming and decrease in productivity towards MIS1 is observed, as the AMOC strengthened in its warm circulation state and the BC

weakened, reducing the occurrence of upwelling events, characterizing the region as warm and oligotrophic in the Holocene.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nosso trabalho utilizou tanto amostras modernas como fósseis de registros sedimentares de foraminíferos planctônicos para investigar como a fauna moderna desses organismos se comporta e como ela respondeu as mudanças climáticas ocorridas na margem continental sudeste brasileira nos últimos 50.000 anos. No geral, espécies de águas quentes e oligotróficas (*G. ruber*, *T. sacculifer*) apresentaram altas abundâncias tanto nas amostras modernas quanto nos testemunhos estudados. No entanto, foram encontradas espécies indicadoras de ambientes eutróficos (*G. bulloides*, *G. falconensis*, *G. siphonifera* e *G. glutinata*) mas em menor quantidade. Essas espécies parecem responder as dinâmicas da BC e a ocorrência de eventos de ressurgência de quebra de plataforma na região do talude. Para as amostras dos últimos 50.000 anos, a produtividade e SST também pareceram responder primariamente as dinâmicas da BC, influenciadas pelas variações na circulação global e estados de circulação da AMOC. As amostras modernas não apontaram diferença temporal para densidade total e riqueza de espécies. Contudo, é importante o estudo individual das espécies de foraminíferos planctônicos, tanto para entender sua distribuição no período moderno, quanto para melhorar as calibrações dos estudos paleoceanográficos.

REFERÊNCIAS

- ANAND, P.; ELDERFIELD, H.; CONTE, M. H. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. **Paleoceanography**, 18(2). 2003.
- ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, 167(1-2), 105-117. 1999.
- BARD, E. Comparison of alkenone estimates with other paleotemperature proxies. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, 2(1). 2001.
- BARKER, S.; CACHO, I.; BENWAY, H.; TACHIKAWA, K. Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: a methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, 24(7-9), 821-834. 2005.
- BERGER, A.; LOUTRE, M. Insolation values for the climate of the last 10 million years. **Quaternary Science Reviews**, v. 10, n. 4, p. 297-317, 1991.
- BLAAUW, M.; CHRISTEN, J. A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. **Bayesian analysis**, 6(3), 457-474. 2011.
- BRADLEY, R.S. Paleoclimatology, 2nd Edition. **Academic Press**, San Diego. 610pp. 1999.
- BRANDINI F. P; TURA P.M; SANTOS P.G.M. Ecosystem responses to biogeochemical fronts in the South Brazil Bight. **Progress in Oceanography** 164:52–62. 2018.
- BROECKER, W. S.; PETEET, D. M.; RIND, D. Does the ocean–atmosphere system have more than one stable mode of operation?. **Nature**, 315(6014), 21-26. 1985.
- BROECKER, W.; BOND, G.; KLAS, M.; CLARK, E.; MCMANUS, J. Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. **Climate Dynamics**, 6(3-4), 265-273. 1992.
- BROECKER, W. S. Paleocean circulation during the last deglaciation: a bipolar seesaw?. **Paleoceanography**, 13(2), 119-121. 1998.
- CABRAL, A. S.; ANDRADE, L.; PARANHOS, R. VIRIOPLÂNCTON E BACTERIOPLÂNCTON: DESCRITORES ESPACIAIS E TEMPORAIS. In: **Ambiente Pelágico**. Campus, p. 29-42. 2017
- CALADO, L.; GANGOPADHYAY, A.; SILVEIRA, I. C. A. Feature-oriented regional modeling and simulations (FORMS) for the western South Atlantic: Southeastern Brazil region. **Ocean Modelling**, 25(1-2), 48-64. 2008.

CAMPOS, E. J.; GONÇALVES, J. E.; IKEDA, Y. Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 100(C9), 18537-18550. 1995.

CAMPOS, E. J. D; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C.A. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 6, p. 751-754, 2000.

CHAPORI, N. G.; CHIESSI, C. M.; BICKERT, T.; LAPRIDA, C. Sea-surface temperature reconstruction of the Quaternary western South Atlantic: New planktonic foraminiferal correlation function. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 425, 67-75. 2015.

CHERNIHOVSKY, N.; TORFSTEIN, A.; ALMOGI-LABIN, A. Seasonal flux patterns of planktonic foraminifera in a deep, oligotrophic, marginal sea: Sediment trap time series from the Gulf of Aqaba, northern Red Sea. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 140, p. 78-94, 2018.

CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; GROENEVELD, J.; SILVA, J. B.; CAMPOS, M. C.; GURGEL, M. H. Variability of the Brazil Current during the late Holocene. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 415, 28-36. 2014.

CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; MOLLENHAUER, G.; SILVA, J. B.; GROENEVELD, J.; PRANGE, M. Thermal evolution of the western South Atlantic and the adjacent continent during Termination 1. **Climate of the Past**, 11(6), 915-929. 2015.

CLARK, P. U.; MIX, A. C. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, 21(1-3), 1-7. 2002.

CLARK, P. U.; HOSTETLER, S. W.; PISIAS, N. G.; SCHMITTNER, A.; MEISSNER, K. J. Mechanisms for an~ 7-kyr climate and sea-level oscillation during marine isotope stage 3. Geophysical Monograph-**American Geophysical Union**, 173, 209. 2007.

CUBASCH, U. D.; WUEBBLES, D.; CHEN, M.C. FACCHINI, D.; FRAME, N.; MAHOWALD, J.-G. WINTHER. Introduction. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate. **Cambridge University Press**, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2013.

DANSGAARD, W.; JOHNSEN, S. J.; CLAUSEN, H. B.; DAHL-JENSEN, D.; GUNDESTROP, N.S.; HAMMER, C. U.; ... BOND, G. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. **Nature**, 364(6434), 218-220. 1993.

DAUNER, A. L. L. **Variações paleoceanográficas e paleoclimáticas nos últimos 80.000 anos a partir de marcadores biogeoquímicos em uma região do talude do Atlântico Sudoeste**. Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. 2019

DAUNER, A. L. L.; MOLLENHAUER, G.; BÍCEGO, M. C.; SOUZA, M. M.; NAGAI, R. H.; FIGUEIRA, R. C. L.; ... MARTINS, C. C. Multi-proxy reconstruction of sea surface and subsurface temperatures in the western South Atlantic over the last~ 75 kyr. **Quaternary Science Reviews**, 215, 22-34. 2019.

DAVIS, C. V.; HILL T. M.; RUSSELL; A. D.; GAYLORD, B.; JAHNCKE, J. Seasonality in planktic foraminifera of the central California coastal upwelling region. **Biogeosciences**, v. 13, n. 18, 2016.

DECKKER, P.; MOROS, M.; PERNER, K.; JANSEN, E. Influence of the tropics and southern westerlies on glacial interhemispheric asymmetry. **Nature Geoscience**, 5(4), 266-269. 2012.

DELWORTH, T. L.; ZENG, F. Simulated impact of altered Southern Hemisphere winds on the Atlantic meridional overturning circulation. **Geophysical Research Letters**, 35(20). 2008.

EGLINTON, T. I.; EGLINTON, G. Molecular proxies for paleoclimatology. **Earth and Planetary Science Letters**, 275(1-2), 1-16. 2008.

EGUCHI, N. O.; KAWAHATA, H.; TAIRA, A. Seasonal response of planktonic foraminifera to surface ocean condition: Sediment trap results from the central North Pacific Ocean. **Journal of Oceanography**, v. 55, n. 6, p. 681-691, 1999.

FALLET, U.; BRUMMER, G. J.; ZINKE, J.; VOGELS, S. RIDDERINKHOF, H. Contrasting seasonal fluxes of planktonic foraminifera and impacts on paleothermometry in the Mozambique Channel upstream of the Agulhas Current. **Paleoceanography**, v. 25, n. 4, 2010.

FISCHER, G.; WEFER, G. Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic; with 43 Tables. **Springer Science Business Media**. 1999.

FRAILE, I., SCHULZ, M., MULITZA, S., MERKEL, U., PRANGE, M., PAUL, A. Modeling the seasonal distribution of planktonic foraminifera during the Last Glacial Maximum. **Paleoceanography**, 24(2). 2009.

GONZALEZ-RODRIGUEZ, E.; RODRIGUES, S. V.; MARINHO, M. M.; CARVALHO, W. F.; PINTO, F. N.; PARANHOS, R. Biomassa fitoplanctônica e produção primária. In: **Ambiente Pelágico**. Campus, p. 69-87. 2017.

GRAUEL, A. L.; LEIDER, A.; GOUDEAU, M. L. S.; MÜLLER, I. A.; BERNASCONI, S. M.; HINRICHS, K. U.; ... VERSTEEGH, G. J. What do SST proxies really tell us? A high-resolution multiproxy (UK' 37, TEXH86 and foraminifera $\delta^{18}\text{O}$) study in the Gulf of Taranto, central Mediterranean Sea. **Quaternary Science Reviews**, 73, 115-131. 2013.

GUPTA, B. K. S. Modern foraminifera. **Dordrecht: Kluwer Academic Publishers**. (pp. 7-36). 1999.

HAYS, J. D.; IMBRIE, J.; SHACKLETON, N. J. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. **Science**, 194(4270), 1121-1132. 1976.

HAMMER, Ø.; HARPER, D.A.T.; RYAN, P.D. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. **Palaeontologia Electronica** 4(1): 9pp. 2001.

HERBERT, A. V.; HARRISON, S. P. Evaluation of a modern-analogue methodology for reconstructing Australian palaeoclimate from pollen. **Review of palaeobotany and palynology**, 226, 65-77. 2016.

HILBRECHT, H. Extant planktic foraminifera and the physical environment in the Atlantic and Indian Oceans: an atlas based on Climap and Levitus (1982) data. 1996.

HORTON, T.; KROH, A.; AHYONG, S.; BAILLY, N.; BOYKO, C.B.; BRANDÃO, S.N.; GOFAS.; ... ZHAO, Z. **World Register of Marine Species**. 2020. Disponível em: <https://www.marinespecies.org>. Acesso: 2020-03-16. doi:10.14284/170.

IMBRIE, J.; KIPP, N. G.; TUREKIAN, K. K. The late Cenozoic glacial ages. **Yale University Press**, New Haven, Conn, 71-182. 1971.

JENTZEN, A.; SCHÖNFELD, J.; WEINER, A. K.; WEINKAUF, M. F.; NÜRNBERG, D.; KUCERA, M. Seasonal and interannual variability in population dynamics of planktic foraminifera off Puerto Rico (Caribbean Sea). **Journal of Micropalaeontology**, v. 38, n. 2, p. 231-247, 2019.

JONKERS, L.; KUCERA, M. Global analysis of seasonality in the shell flux of extant planktonic Foraminifera. **Biogeosciences**, v. 12, n. 7, p. 2207-2226, 2015.

KIM, J. H.; SCHOUTEN, S.; HOPMANS, E. C.; DONNER, B.; DAMSTÉ, J. S. S. Global sediment core-top calibration of the TEX86 paleothermometer in the ocean. **Geochimica et Cosmochimica Acta**; 72(4), 1154-1173. 2008.

KIM, S.Y.; GOPALAKRISHNAN, G.; PONTE, A. Interpretation of coastal wind transfer functions with momentum balances derived from idealized numerical model simulations. **Ocean Dynamics** 65(1):115–141, 2015.

KUCERA, M.; DARLING, K. F. Cryptic species of planktonic foraminifera: their effect on palaeoceanographic reconstructions. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, v. 360, n. 1793, p. 695-718, 2002.

KUCERA, M.; WEINELT, M.; KIEFER, T.; PFLAUMANN, U.; HAYES, A.; WEINELT, M.; ... DUPRAT, J. Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. **Quaternary Science Reviews**, 24(7-9), 951-998. 2005.

KUCERA, M. Chapter six planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. **Developments in marine geology**, 1, 213-262. 2007.

KUHLBRODT, T.; GRIESEL, A.; MONTOYA, M.; LEVERMANN, A.; HOFMANN, M.; RAHMSTORF, S. On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. **Reviews of Geophysics**, 45(2). 2007.

LEONHARDT, A.; TOLEDO, F. A. D. L.; COIMBRA, J. C. The productivity history in the Southwestern Atlantic as inferred from coccolitophore record for the last 130 kyr. **Revista Brasileira de paleontologia**. 16(3):361-374, 2013.

LESSA, D. V. O.; RAMOS, R. P.; BARBOSA, C. F.; SILVA, A. R.; BELEM, A.; TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A. L. Planktonic foraminifera in the sediment of a western boundary upwelling system off Cabo Frio, Brazil. **Marine Micropaleontology**, 106, 55-68. 2014.

LESSA, D. V.; VENÂNCIO, I. M.; DOS SANTOS, T. P.; BELEM, A. L.; TURCQ, B. J.; SIFEDDINE, A.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Holocene oscillations of Southwest Atlantic shelf circulation based on planktonic foraminifera from an upwelling system (off Cabo Frio, Southeastern Brazil). **The Holocene**, 26(8), 1175-1187. 2016.

LESSA, D. V.; SANTOS, T. P.; VENÂNCIO, I. M.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Offshore expansion of the Brazilian coastal upwelling zones during Marine Isotope Stage 5. **Global and Planetary Change**, 158, 13-20. 2017.

LESSA, D., MORARD, R., JONKERS, L., VENANCIO, I. M., REUTER, R., BAUMEISTER, A., ...KUCERA, M. Vertical distribution of planktonic foraminifera in the Subtropical South Atlantic: depth hierarchy of controlling factors. **Biogeosciences Discussions**, 1-29. 2019.

LISIECKI, L. E.; RAYMO, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. **Paleoceanography**, 20(1). 2005.

LISIECKI, L. E.; STERN, J. V. Regional and global benthic $\delta^{18}\text{O}$ stacks for the last glacial cycle. **Paleoceanography**, 31(10), 1368-1394. 2016.

LOURENÇO, R. A.; MAHIQUES, M. M.; WAINER, I. E. K. C.; ROSELL-MELÉ, A.; BÍCEGO, M. C. Organic biomarker records spanning the last 34,800 years from the southeastern Brazilian upper slope: links between sea surface temperature, displacement of the Brazil Current, and marine productivity. **Geo-Marine Letters**, 36(5), 361-369. 2016.

LYNCH-STIEGLITZ, J. The Atlantic meridional overturning circulation and abrupt climate change. **Annual review of marine science**, 9, 83-104. 2017.

MAHIQUES, M. M.; SILVEIRA, I. C. A.; SOUSA, S. H. M.; RODRIGUES, M. Post-LGM sedimentation on the outer shelf-upper slope of the northernmost part of the São Paulo Bight, southeastern Brazil. **Marine Geology**, v. 181, n. 4, p. 387-400, 2002.

MAHIQUES, M. M.; FUKUMOTO, M. M.; SILVEIRA, I. C.; FIGUEIRA, R. C.; BÍCEGO, M. C.; LOURENÇO, R. A.; SOUSA, S. H. M. Sedimentary changes on the

Southeastern Brazilian upper slope during the last 35,000 years. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 79(1), 171-181. 2007.

MAHIQUES, M. M.; SOUSA, S. H. M.; BURONE, L.; NAGAI, R. H.; SILVEIRA, I. C.; FIGUEIRA, R. C.; ... KLEIN, D. A. Radiocarbon geochronology of the sediments of the São Paulo Bight (southern Brazilian upper margin). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 83(3), 817-834. 2011.

MAROTZKE, J. Abrupt climate change: inevitable surprises. **National Academy Press**. 2002.

MARTIN, P. A.; LEA, D. W. A simple evaluation of cleaning procedures on fossil benthic foraminiferal Mg/Ca. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, 3(10), 1-8. 2002.

MCCARTHY, G. D.; SMEED, D. A.; CUNNINGHAM, S. A.; ROBERTS, C. D. Atlantic Meridional Overturning Circulation. **Marine climate change impacts partnership: science review**. 2017.

MIKIS, A.; HENDRY, K.; PIKE, J.; EDGAR, K.; PECK, V.; PEETERS, F.; ... DUCKLOW, H. Temporal variability in foraminiferal morphology and geochemistry at the West Antarctic Peninsula: a sediment trap study. **Biogeosciences**, v. 16, p. 3267-3282, 2019.

MIX, A. C.; BARD, E.; SCHNEIDER, R. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). **Quaternary Science Reviews**, 20(4), 627-657. 2001.

MÖLLER JR, O. O.; PIOLA, A. R.; FREITAS, A. C.; CAMPOS, E. J. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. **Continental Shelf Research**, 28(13), 1607-1624. 2008.

MURRAY, J. W. Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera: **Longman Scientific and Technical**. Harlow, Essex, UK. 1991.

NAGAI, R. H.; SOUSA, S. H. M.; BURONE, L.; MAHIQUES, M. M. D. Paleoproductivity changes during the Holocene in the inner shelf of Cabo Frio, southeastern Brazilian continental margin: Benthic foraminifera and sedimentological proxies. **Quaternary International**, 206(1-2), 62-71. 2009.

NAGAI, R. H.; LOURENÇO, R. A.; BÍCEGO, M. C.; MAHIQUES, M. M. D. Paleoproductivity changes during the Late Quaternary in the Southeastern Brazilian upper continental margin of the Southwestern Atlantic. **Brazilian Journal of Oceanography**, 58(SPE1), 31-41. 2010.

NAGAI, R. H.; CHIESSI, C. M.; KUHNERT, H.; SOUSA, S. H. M.; WAINER, I. E.; FIGUEIRA, R. C.; MAHIQUES, M. M. South Brazilian Bight mid-to late Holocene hydrographic fluctuations. **Geo-Marine Letters**, 1-11. 2020.

NÜRNBERG, D. Taking the temperature of past ocean surfaces. **Science**, 289(5485), 1698-1699. 2000.

PALMA, E. D.; MATANO, R. P. Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. **Continental Shelf Research**, 29(11-12), 1525-1534. 2009.

PEREIRA, L. S.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; PORTILHO-RAMOS, R. C. Productivity evolution in the South Brazilian Bight during the last 40,000 years. **Paleoceanography and Paleoclimatology**, 33(12), 1339-1356. 2018.

PETRÓ, S. M.; PIVEL, M. A. G.; COIMBRA, J. C. Implicações da dissolução de carbonato de cálcio pelágico para reconstruções paleoceanográficas do Quaternário. **Quaternary and Environmental Geosciences**, 7(1-2). 2016.

PIVEL, M. A. G.; TOLEDO, F. A. L.; COSTA, K. B. Foraminiferal record of changes in summer monsoon precipitation at the southeastern Brazilian continental margin since the Last Glacial Maximum. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 13(2), 79-88. 2010.

PIVEL, M. A. G.; SANTAROSA, A. C. A.; TOLEDO, F. A. D. L.; COSTA, K. B. The Holocene onset in the southwestern South Atlantic. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 374, 164-172. 2013.

PORTILHO-RAMOS, R. C.; BARBOSA, C. F.; RIOS-NETTO, A. M. Planktonic foraminiferal variations in the southwestern Atlantic since the last glacial–interglacial cycle. **Palaios**, 29(1), 38-44. 2014.

PORTILHO-RAMOS, R. C.; FERREIRA, F.; CALADO, L.; FRONTALINI, F.; TOLEDO, M. B. Variability of the upwelling system in the southeastern Brazilian margin for the last 110,000 years. **Global and Planetary Change**, 135, 179-189. 2015.

PORTILHO-RAMOS, R. C.; CHIESSI, C. M.; ZHANG, Y.; MULITZA, S.; KUCERA, M.; SICCHA, M.; ... PAUL, A. Coupling of equatorial Atlantic surface stratification to glacial shifts in the tropical rainbelt. **Scientific reports**, 7(1), 1-8. 2017.

PORTILHO-RAMOS, R. D. C.; PINHO, T. M. L.; CHIESSI, C. M.; BARBOSA, C. F. Understanding the mechanisms behind high glacial productivity in the southern Brazilian margin. **Climate of the Past**, 15(3). 2019.

PRAHL, F. G.; WAKEHAM, S. G. Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for palaeotemperature assessment. **Nature**, 330(6146), 367-369. 1987.

RAHMSTORF, S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. **Nature**, 419(6903), 207-214. 2002.

RAHMSTORF, S. Timing of abrupt climate change: A precise clock. **Geophysical Research Letters**, 30(10). 2003.

RAHMSTORF, S.; FEULNER, G. Ocean Circulation and Climate: Chapter 2. Paleoclimatic Ocean Circulation and Sea-Level Changes (Vol. 103). **Elsevier Inc. Chapters**. 2013.

RAMPEN, S. W.; WILLMOTT, V.; KIM, J. H.; ULIANA, E.; MOLLENHAUER, G.; SCHEFUß, E.; ... SCHOUTEN, S. Long chain 1, 13-and 1, 15-diols as a potential proxy for palaeotemperature reconstruction. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 84, 204-216. 2012.

RASMUSSEN, T. L.; THOMSEN, E.; MOROS, M. North Atlantic warming during Dansgaard-Oeschger events synchronous with Antarctic warming and out-of-phase with Greenland climate. **Scientific reports**, 6, 20535. 2016.

REYNOLDS, L.; THUNELL, R. C. Seasonal succession of planktonic foraminifera in the subpolar North Pacific. **The Journal of Foraminiferal Research**, v. 15, n. 4, p. 282-301, 1985.

RÜHLEMANN, C.; MULITZA, S.; MÜLLER, P. J.; WEFER, G.; ZAHN, R. Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. **Nature**, 402(6761), 511-514. 1999.

RUTHERFORD, S.; D'HONDT, S.; PRELL, W. Environmental controls on the geographic distribution of zooplankton diversity. **Nature**, v. 400, n. 6746, p. 749-753, 1999.

SANTOS, R. A. L.; SPOONER, M. I.; BARROWS, T. T.; DECKKER, P.; SINNINGHE DAMSTÉ, J. S.; SCHOUTEN, S. Comparison of organic (UK'37, TEXH86, LDI) and faunal proxies (foraminiferal assemblages) for reconstruction of late Quaternary sea surface temperature variability from offshore southeastern Australia. **Paleoceanography**, 28(3), 377-387. 2013.

SANTOS, T. P.; LESSA, D. O.; VENÂNCIO, I. M.; CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; KUHNERT, H.; ... DIAS, B. B. Prolonged warming of the Brazil Current precedes deglaciations. **Earth and Planetary Science Letters**, 463, 1-12. 2017.

SARNTHEIN, M.; WINN, K.; JUNG, S. J.; DUPLESSY, J. C.; LABEYRIE, L.; ERLLENKEUSER, H.; GANSSEN, G. Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions. **Paleoceanography**, 9(2), 209-267. 1994.

SARNTHEIN, M.; STATTEGGER, K.; DREGER, D.; ERLLENKEUSER, H.; GROOTES, P.; HAUPT, B. J.; ... SCHÄFER-NETH, C. Fundamental modes and abrupt changes in North Atlantic circulation and climate over the last 60 ky—Concepts, reconstruction and numerical modeling. In: The Northern North Atlantic. **Springer, Berlin, Heidelberg**, p. 365-410. 2001.

SCHIEBEL, R.; HEMLEBEN, C. Planktic foraminifers in the modern ocean (pp. 1-358). **Berlin: Springer**. 2017.

SCHOUTEN, S.; HOPMANS, E. C.; SCHEFUß, E.; DAMSTE, J. S. S. Distributional variations in marine crenarchaeotal membrane lipids: a new tool for reconstructing ancient sea water temperatures?. **Earth and Planetary Science Letters**, 204(1-2), 265-274. 2002.

SIKES, E. L.; KEIGWIN, L. D. Equatorial Atlantic sea surface temperature for the last 30 kyr: A comparison of U37 k', $\delta^{18}\text{O}$ and foraminiferal assemblage temperature estimates. **Paleoceanography**, 9(1), 31-45. 1994.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Revista Brasileira Oceanografia**, 48(2), 171-183. 2000.

SILVEIRA, I. C. A.; NETO, H. F.; COSTA, T. P.; SCHMIDT, A. C. K.; PEREIRA, A. F.; CASTRO FILHO, B. M.; ... GROSSMANN-MATHESON, G. S. Caracterização da oceanografia física do talude continental e região oceânica da Bacia de Campos. In: **Meteorologia e Oceanografia**. Campus, p. 135-189. 2015.

SOUSA, S. H. M.; GODOI, S. S.; AMARAL, P. G. C. D.; VICENTE, T. M.; MARTINS, M. V. A.; SORANO, M. R. G. D. S.; ... MAHIQUES, M. M. Distribution of living planktonic foraminifera in relation to oceanic processes on the southeastern continental Brazilian margin (23° S–25° S and 40° W–44° W). **Continental Shelf Research**, 89, 76-87. 2014.

SOUTO, D. D.; LESSA, D. V. O.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B. J.; BARBOSA, C. F. Marine sediments from southeastern Brazilian continental shelf: a 1200-year record of upwelling productivity. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 299(1-2), 49-55. 2011.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 104(C9), 20863-20883. 1999.

TOLDERLUND, D. S.; BÉ, A. W. Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic. **Micropaleontology**, 297-329. 1971.

TOLEDO, F. A.; CACHÃO, M.; COSTA, K. B.; PIVEL, M. A. Planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton and ascidian variations during the last 25 kyr in the Southwestern Atlantic: A paleoproductivity signature?. **Marine Micropaleontology**, 64(1-2), 67-79. 2007.

TOLEDO, F. A.; COSTA, K. B.; PIVEL, M. A.; CAMPOS, E. J. Tracing past circulation changes in the western South Atlantic based on planktonic foraminifera. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 11(3), 169-178. 2008.

VENÂNCIO, I. M.; BELEM, A. L.; SANTOS, T. H. R.; ZUCCHI, M. D. R.; AZEVEDO, A. E. G.; CAPILLA, R.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Influence of continental shelf processes in the water mass balance and productivity from stable isotope data on the Southeastern Brazilian coast. **Journal of Marine Systems**, 139, 241-247. 2014.

VENÂNCIO, I. M.; FRANCO, D.; BELEM, A. L.; MULITZA, S.; SICCHA, M.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; ... KUCERA, M. Planktonic foraminifera shell fluxes from a weekly resolved sediment trap record in the southwestern Atlantic: Evidence for synchronized reproduction. **Marine Micropaleontology**, 125, 25-35. 2016.

VENÂNCIO, I. M.; BELEM, A. L.; SANTOS, T. P.; LESSA, D. O.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; MULITZA, S.; ... KUCERA, M. Calcification depths of planktonic foraminifera from the southwestern Atlantic derived from oxygen isotope analyses of sediment trap material. **Marine Micropaleontology**, 136, 37-50. 2017.

VENÂNCIO, I. M.; SHIMIZU, M. H.; SANTOS, T. P.; LESSA, D. O.; PORTILHO-RAMOS, R. C.; CHIESSI, C. M.; ... VAHLENKAMP, M. Changes in surface hydrography at the western tropical Atlantic during the Younger Dryas. **Global and Planetary Change**, 184, 103047. 2020.

WALKER, M. J., BERKELHAMMER, M., BJÖRCK, S., CWYNAR, L. C., FISHER, D. A., LONG, A. J., ... WEISS, H. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). **Journal of Quaternary Science**, 27(7), 649-659. 2012.

WANG, Z.; MYSAK, L. A. Glacial abrupt climate changes and Dansgaard-Oeschger oscillations in a coupled climate model. **Paleoceanography**, 21(2). 2006.

WANNER, H.; SOLOMINA, O.; GROSJEAN, M.; RITZ, S. P.; JETEL, M. Structure and origin of Holocene cold events. **Quaternary Science Reviews**, 30(21-22), 3109-3123. 2011.

WEFER, G.; BERGER, W. H.; BIJMA, J.; FISCHER, G. Clues to ocean history: a brief overview of proxies. In *Use of proxies in paleoceanography* (pp. 1-68). **Springer, Berlin**, Heidelberg. 1999.

WEINKAUF, M. F.; KUNZE, J. G.; WANIEK, J. J.; KUCERA, M. Seasonal variation in shell calcification of planktonic foraminifera in the NE Atlantic reveals species-specific response to temperature, productivity, and optimum growth conditions. **PloS one**, v. 11, n. 2, 2016.

ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; T., E.; BILLUPS, K. T., Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. **Science**. 292(5517): 686-693. 2001.

ŽARIĆ, S.; DONNER, B.; FISCHER, G.; MULITZA, S.; WEFER, G. Sensitivity of planktic foraminifera to sea surface temperature and export production as derived from sediment trap data. **Marine Micropaleontology**, 55(1-2), 75-105. 2005.

ZEMBRUSCKI, S. G. Geomorphology of the southern Brazilian continental margin and adjacent oceanic basins. Geomorphology of the Brazilian Continental Margin and Adjacent Oceanic Basins (Final report). **REMAC Project Series**, (7), 129-177. 1979.

ANEXO I – Localização e profundidade das amostras utilizadas no capítulo I – Transecto A (23°S) e I (21°S).

Estação	Isóbata (m)	Latitude (°S)	Longitude (°W)	2008	2009
A06	400	23,632696	41,328382	X	X
A07	700	23,656077	41,308814	X	X
A08	1000	23,686691	41,269289	X	
A09	1300	23,752675	41,197121	X	X
A10	1900	23,867439	41,078378		X
A11	2500	24,023506	40,903445	X	
A12	3000	24,489256	40,390259	X	
I06	400	21,22776	40,249869	X	X
I07	700	21,187212	40,21484	X	
I08	1000	21,185034	40,153223	X	X
I09	1300	21,185772	40,052167	X	
I10	1900	21,183665	39,662188	X	X
I11	2500	21,187539	39,084235	X	
I12	3000	21,187175	38,449341		X

ANEXO II – Abundância (testas/ 50 cm³) das espécies de foraminíferos planctônicos identificadas em sedimentos superficiais da Bacia de Campos nos anos de 2008 e 2009 - Transecto A (23°S).

Densidade Total	2008						2009			
	A12	A11	A09	A08	A07	A06	A10	A09	A07	A06
<i>G. ruber</i> w SL	640	896	0	76	0	128	0	128	0	0
<i>G. ruber</i> w SS	21632	39552	20480	1080	888	19520	6144	18112	880	17920
<i>G. ruber</i> Pink	8320	18816	9728	524	528	6912	3456	11008	220	12288
<i>G. conglobatus</i>	768	2048	640	12	8	64	224	640	8	0
<i>O. universa</i>	512	640	896	40	40	128	224	704	28	256
<i>G. rubescens</i>	2176	1408	1024	96	104	3776	576	1984	60	1920
<i>G. bulloides</i>	384	384	256	12	32	1280	160	576	8	768
<i>G. falconensis</i>	1280	2304	640	32	168	2240	768	1600	44	2432
<i>G. menardii</i>	3072	5632	2304	80	56	192	832	2944	24	768
<i>G. truncatulinoides</i>	128	256	0	0	0	192	32	0	0	0
<i>T. sacculifer</i> CS	640	256	256	12	0	64	320	896	8	256
<i>T. sacculifer</i> SS	6656	12544	1920	120	360	4800	2112	4352	80	7040
<i>G. siphonifera</i>	1280	3200	768	64	112	1088	896	1792	12	1152
<i>N. dutertrei</i>	256	128	384	24	8	128	320	512	4	0
<i>N. incompta</i>	1536	768	384	24	24	704	352	384	8	896
<i>G. tenella</i>	1664	640	640	12	72	768	256	640	20	384
<i>G. inflata</i>	128	0	0	4	0	0	0	0	0	0
<i>G. uvula</i>	0	256	0	4	0	128	0	0	8	0
<i>G. tumida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>N. pachyderma</i>	640	896	0	12	0	128	160	192	8	0
<i>G. glutinata</i>	256	128	0	12	8	64	128	128	0	128
<i>C. nítida</i>	128	0	0	4	0	512	0	0	0	0
<i>G. calida</i>	0	128	0	4	0	0	0	0	0	0
<i>Neogloboquadrina</i> spp.	0	128	128	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globoturborotalita</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globigerinoides</i> spp.	128	128	0	0	0	576	0	0	0	0
<i>Globigerinella</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globigerina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Não identificado	896	0	384	0	0	0	0	0	0	0
Total	53120	91136	40832	2248	2408	43392	16960	46592	1420	46208

ANEXO III – Abundância (testas/50 cm³) das espécies de foraminíferos planctônicos identificadas em sedimentos superficiais da Bacia de Campos nos anos de 2008 e 2009 -Transecto I (21°S).

Densidade Total	2008						2009			
	I11	I10	I09	I08	I07	I06	I12	I10	I08	I06
<i>G. ruber</i> w SL	2048	0	128	16	0	0	3584	768	48	2
<i>G. ruber</i> w SS	102400	9024	7712	976	564	160	204288	36608	3424	183
<i>G. ruber</i> Pink	95232	3648	3296	616	230	71	48128	15616	1680	61
<i>G. conglobatus</i>	3072	320	224	16	0	0	512	1280	48	0
<i>O. universa</i>	7168	448	64	16	4	0	1536	512	64	0
<i>G. rubescens</i>	18432	1408	448	120	56	22	29696	2304	384	16
<i>G. bulloides</i>	0	64	64	24	12	2	5632	0	48	5
<i>G. falconensis</i>	10240	1088	448	48	50	5	17920	3584	96	12
<i>G. menardii</i>	18432	960	416	72	40	4	8192	2560	288	6
<i>G. truncatulinoides</i>	1024	64	96	8	8	0	4096	0	64	2
<i>T. sacculifer</i> CS	3072	128	160	24	0	0	4096	0	48	0
<i>T. sacculifer</i> SS	62464	1408	2432	328	80	43	62976	14336	1232	51
<i>G. siphonifera</i>	14336	832	320	72	26	5	10752	2816	208	8
<i>N. dutertrei</i>	3072	128	64	8	4	1	1024	0	32	0
<i>N. incompta</i>	4096	320	192	0	10	1	2048	1792	64	4
<i>G. tenella</i>	4096	192	128	8	8	4	8704	1536	48	4
<i>G. inflata</i>	0	0	0	0	0	0	0	256	0	0
<i>G. uvula</i>	0	0	32	0	0	0	512	0	0	0
<i>G. tumida</i>	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
<i>N. pachyderma</i>	2048	64	64	8	10	2	3072	1024	32	3
<i>G. glutinata</i>	2048	384	0	0	0	0	1024	256	32	1
<i>C. nítida</i>	0	64	32	16	2	0	512	0	0	0
<i>G. Treyeri</i> (?)	1024	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>G. calida</i>	1024	0	0	0	0	0	0	256	32	1
<i>Neogloboquadrina</i> spp.	0	0	64	16	2	0	1024	0	48	0
<i>Globoturbototalita</i> spp.	0	0	64	0	0	2	0	0	0	2
<i>Globigerinoides</i> spp.	0	0	0	8	0	1	1024	512	0	0
<i>Globigerinella</i> spp.	0	0	0	0	0	0	512	0	48	0
<i>Globigerina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	32	0
Não identificado	0	0	0	0	0	0	2048	0	0	0
Total	355328	20544	16448	2400	1106	325	422912	86016	8000	361

ANEXO IV - Abundância (testas/10cm³) das espécies de foraminíferos planctônicos identificadas no testemunho NAP63-1 (24°30'10" S 44°11'28" W, 842 m) da Bacia de Santos nos últimos 50.000 anos.

Profundidade da camada sedimentar	0-2cm	2-4cm	4-6cm	6-8cm	8-10cm	10-12cm	12-14cm	14-16cm	16-18cm	18-20cm	20-22cm
Idade estimada (anos cal AP)	1518	2448	3369	4283	5240	6269	7441	8160	8901	9764	10630
<i>Globigerina bulloides</i> (D'Orbigny, 1826)	56	226	992	416	144	832	960	3104	4355	640	864
<i>Globigerina falconensis</i> (Blow, 1959)	96	484	608	416	176	416	1024	1888	2049	960	288
<i>Globigerina umbilicata</i> (Orr & Zaitzeff, 1971)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	64
<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brady, 1879)	16	0	128	64	32	192	448	64	0	128	64
<i>Globigerinoides ruber</i> (pink) (D'Orbigny, 1839)	816	1612	5088	3168	1184	2080	3520	10944	7431	1728	2272
<i>Globigerinoides ruber</i> (white) (D'Orbigny, 1839)	1216	4489	4032	5024	2032	6144	12672	2912	28446	6208	4864
<i>Globigerinoides tenellus</i> (Parker, 1858)	8	0	32	64	0	32	64	0	257	0	0
<i>Globigerinella calida</i> (Parker, 1962)	80	320	416	256	240	320	960	1408	1024	384	352
<i>Globigerinella siphonifera</i> (D'Orbigny, 1839)	88	226	160	288	176	352	576	608	1538	448	320
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger, 1895)	72	290	736	256	256	832	1472	1856	3072	1344	800
<i>Globigerinita uvula</i> (Ehrenberg, 1861)	16	32	0	0	0	0	0	0	0	64	0
<i>Globorotalia crassaformis</i> (Galloway & Wissler, 1927)	0	0	128	32	16	0	128	128	512	192	64
<i>Globorotalia cultrata exilis</i> (Blow, 1969)	8	0	0	0	0	96	0	0	0	0	0
<i>Globorotalia hirsuta</i> (D'Orbigny, 1839)	8	98	0	0	0	0	0	64	0	0	0
<i>Globorotalia inflata</i> (D'Orbigny, 1839)	8	0	0	0	0	32	256	32	0	192	256
<i>Globorotalia menardii tumida</i>	120	96	0	96	96	416	128	0	256	128	0
<i>Globorotalia menardii</i> (D'Orbigny, 1865)	120	322	832	640	176	256	1024	1120	770	128	64
<i>Globorotalia scitula</i> (Brady, 1882)	8	164	0	64	16	0	192	32	512	64	160
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (d) (D'Orbigny, 1839)	16	132	288	96	32	32	960	704	256	640	480
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (s) (D'Orbigny, 1839)	16	0	0	96	0	160	0	32	256	64	32
<i>Globorotalia unguata</i> (Bermúdez, 1961)	16	0	0	32	0	64	192	0	0	0	32
<i>Globorotalia tumida</i> (Brady, 1877)	0	0	160	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globoturborotalita rubescens</i> (Hofker, 1959)	64	544	1216	800	640	512	1280	2752	6403	1472	704
<i>Globocassidulina minuta</i> (Cushman, 1933)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Trilobatus sacculifer</i> (with sac) (Brady, 1877)	104	98	224	256	48	320	576	416	2307	256	352
<i>Trilobatus sacculifer</i> (without sac) (Brady, 1877)	88	160	800	288	64	544	896	2176	4354	576	512
<i>Trilobatus trilobus</i> (Reuss, 1850)	48	0	0	0	0	64	0	0	0	0	96
<i>Tenuitella iota</i> (Parker, 1962)	8	32	0	96	16	32	128	256	0	64	0
<i>Turborotalita humilis</i> (Brady, 1884)	0	0	128	0	0	0	0	288	0	64	0
<i>Turborotalita quinqueloba</i> (Natland, 1938)	0	64	0	0	16	0	128	0	0	64	0
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (D'Orbigny, 1839)	24	164	124	0	16	32	256	320	512	192	384
<i>Neogloboquadrina incompta</i> (Cifelli, 1961)	48	64	32	0	80	96	64	96	256	256	96
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (Ehrenberg, 1861)	24	0	0	0	32	0	256	32	769	192	32
<i>Neogloboquadrina</i> spp.	0	0	224	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Orbulina universa</i> (D'Orbigny, 1839)	56	0	64	192	32	256	192	416	512	0	32
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (Parker & Jones, 1865)	0	0	64	0	0	0	0	64	0	64	64
<i>Beella digitata</i> (Brady, 1879)	8	0	0	64	0	0	0	0	0	0	0
<i>Candeiina nitida</i> (D'Orbigny, 1839)	8	64	32	32	16	32	0	96	513	128	96
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i> (Parker & Jones, 1865)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Não identificado	768	2477	2304	2752	1216	3232	5312	3776	19224	3584	2400
Densidade Total	4032	12160	18812	15488	6752	17376	33664	35584	85584	20224	15744

Continuação - Anexo IV

Profundidade da camada sedimentar	22-24cm	24-26cm	26-28cm	28-30cm	30-32-cm	32-34cm	34-36cm	36-38cm	38-40cm	40-42cm	42-44cm
Idade estimada (anos cal AP)	11426	12506	13490	14538	15715	16832	17751	18702	19595	20549	21534
<i>Globigerina bulloides</i> (d'Orbigny, 1826)	928	1408	576	624	296	559	356	232	328	512	982
<i>Globigerina falconensis</i> (Blow, 1959)	576	1024	512	192	76	128	114	64	88	152	249
<i>Globigerina umbilicata</i> (Orr & Zaitzeff, 1971)	0	0	0	0	8	0	0	0	0	16	0
<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brady, 1879)	32	0	32	16	4	0	0	16	0	0	0
<i>Globigerinoides ruber</i> (pink) (D'Orbigny, 1839)	2112	2720	672	544	316	385	604	120	120	320	567
<i>Globigerinoides ruber</i> (white) (D'Orbigny, 1839)	4288	736	3552	2352	1184	2448	64	704	912	1232	2519
<i>Globigerinoides tenellus</i> (Parker, 1858)	32	0	0	16	4	0	7	0	0	0	16
<i>Globigerinella calida</i> (Parker, 1962)	192	320	96	144	52	0	50	16	0	24	66
<i>Globigerinella siphonifera</i> (D'Orbigny, 1839)	224	96	224	80	16	0	0	8	8	8	32
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger, 1895)	960	1024	704	464	308	453	114	168	192	216	469
<i>Globigerinita uvula</i> (Ehrenberg, 1861)	0	0	0	0	0	0		8	16	0	32
<i>Globorotalia crassaformis</i> (Galloway & Wissler, 1927)	96	224	128	32	12	233	57	64	56	40	187
<i>Globorotalia cultrata exilis</i> (Blow, 1969)	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0
<i>Globorotalia hirsuta</i> (D'Orbigny, 1839)	0	0	64	0	20	0	0	0	0	16	34
<i>Globorotalia inflata</i> (D'Orbigny, 1839)	96	0	64	112	144	592	21	32	64	40	203
<i>Globorotalia menardii tumida</i>	96	0	32	16	4	0	0	0	0	0	34
<i>Globorotalia menardii</i> (D'Orbigny, 1865)	0	96	0	0	16	0	7	0	0	0	0
<i>Globorotalia scitula</i> (Brady, 1882)	96	32	96	112	12	100	14	16	24	0	16
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (d) (D'Orbigny, 1839)	288	416	352	192	28	148	14	24	8	16	50
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (s) (D'Orbigny, 1839)	0	0	0	32	4	0	0	8	16	0	32
<i>Globorotalia unguolata</i> (Bermúdez, 1961)	0	0	0	32	4	0	0	0	0	8	0
<i>Globorotalia tumida</i> (Brady, 1877)	0	32	0	0	0	0	36	0	0	0	0
<i>Globoturborotalita rubescens</i> (Hofker, 1959)	1056	2176	480	544	348	868	284	248	352	464	1019
<i>Globocassidulina minuta</i> (Cushman, 1933)	0	0	0	0	12	0	0	0	0	0	0
<i>Trilobatus sacculifer</i> (with sac) (Brady, 1877)	256	256	96	32	52	66	21	24	24	24	66
<i>Trilobatus sacculifer</i> (without sac) (Brady, 1877)	256	768	288	112	68	185	100	40	24	72	100
<i>Trilobatus trilobus</i> (Reuss, 1850)	0	0	0	0	60	0	0	0	0	40	0
<i>Tenuitella iota</i> (Parker, 1962)	0	128	96	0	4	16	43	0	0	8	0
<i>Turborotalita humilis</i> (Brady, 1884)	0	320	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Turborotalita quinqueloba</i> (Natland, 1938)	128	0	32	16	20	16	0	8	8	0	34
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (D'Orbigny, 1839)	320	128	224	64	20	100	35	48	24	0	66
<i>Neogloboquadrina incompta</i> (Cifelli, 1961)	0	0	0	32	16	100	7	64	16	56	16
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (Ehrenberg, 1861)	160	32	64	32	8	16	7	24	16	8	84
<i>Neogloboquadrina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Orbulina universa</i> (D'Orbigny, 1839)	64	32	32	16	8	0	0	0	8	0	0
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (Parker & Jones, 1865)	0	32	0	0	0	0	21	0	0	0	0
<i>Beella digitata</i> (Brady, 1879)	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0
<i>Candeina nitida</i> (D'Orbigny, 1839)	32	0	128	64	12	50	64	24	40	0	0
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i> (Parker & Jones, 1865)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Não identificado	2304	992	1856	1360	528	1472	213	504	392	768	1429
Densidade Total	14592	12992	10400	7232	3676	7936	2254	2464	2736	4040	8304

Continuação - Anexo IV

Profundidade da camada sedimentar	44-46cm	46-48cm	48-50cm	50-52cm	52-54cm	54-56cm	56-58cm	58-60cm	60-62cm	62-64cm	64-66cm
Idade estimada (anos cal AP)	22241	22951	24346	26389	28422	29266	30025	30823	31715	32552	33321
<i>Globigerina bulloides</i> (d'Orbigny, 1826)	736	408	736	1440	1464	424	1216	816	1312	1280	520
<i>Globigerina falconensis</i> (Blow, 1959)	240	56	96	48	96	200	208	112	128	128	128
<i>Globigerina umbilicata</i> (Orr & Zaitzeff, 1971)	0	16	24	80	48	0	32	16	96	64	0
<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brady, 1879)	16	0	8	16	0	0	0	16	16	0	0
<i>Globigerinoides ruber</i> (pink) (D'Orbigny, 1839)	848	248	352	608	536	440	544	400	656	832	296
<i>Globigerinoides ruber</i> (white) (D'Orbigny, 1839)	208	864	1288	1680	1760	64	1472	1136	1776	1216	80
<i>Globigerinoides tenellus</i> (Parker, 1858)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globigerinella calida</i> (Parker, 1962)	160	8	40	16	32	80	16	48	64	64	88
<i>Globigerinella siphonifera</i> (D'Orbigny, 1839)	0	0	16	16	24	0	0	0	16	0	8
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger, 1895)	304	304	448	464	560	168	544	464	304	736	160
<i>Globigerinita uvula</i> (Ehrenberg, 1861)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globorotalia crassaformis</i> (Galloway & Wissler, 1927)	48	32	88	80	40	32	64	48	64	64	104
<i>Globorotalia cultrata exilis</i> (Blow, 1969)	0	8	8	16	40	0	16	0	32	0	0
<i>Globorotalia hirsuta</i> (D'Orbigny, 1839)	0	8	16	32	48	40	32	32	32	0	16
<i>Globorotalia inflata</i> (D'Orbigny, 1839)	0	96	288	352	248	16	288	352	528	832	24
<i>Globorotalia menardii tumida</i>	0	0	0	16	0	0	16	0	0	0	0
<i>Globorotalia menardii</i> (D'Orbigny, 1865)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globorotalia scitula</i> (Brady, 1882)	16	8	0	0	8	48	0	64	32	96	32
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (d) (D'Orbigny, 1839)	16	8	16	32	8	0	32	48	64	0	0
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (s) (D'Orbigny, 1839)	16	8	24	0	56	0	16	32	16	0	24
<i>Globorotalia unguolata</i> (Bermúdez, 1961)	0	8	8	0	8	0	16	48	16	32	0
<i>Globorotalia tumida</i> (Brady, 1877)	112	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globoturborotalita rubescens</i> (Hofker, 1959)	784	472	656	1104	1104	416	880	592	1120	1344	304
<i>Globocassidulina minuta</i> (Cushman, 1933)	0	8	16	16	32	0	16	16	48	96	0
<i>Trilobatus sacculifer</i> (with sac) (Brady, 1877)	16	40	96	64	112	8	64	32	176	128	8
<i>Trilobatus sacculifer</i> (without sac) (Brady, 1877)	208	40	64	80	88	168	80	96	32	192	120
<i>Trilobatus trilobus</i> (Reuss, 1850)	0	24	48	64	8	0	96	80	0	128	0
<i>Tenuitella iota</i> (Parker, 1962)	80	0	0	0	8	56	16	0	0	0	64
<i>Turborotalita humilis</i> (Brady, 1884)	0	0	0	16	0	0	0	0	0	0	0
<i>Turborotalita quinqueloba</i> (Natland, 1938)	0	0	0	0	8	0	16	0	0	32	0
<i>Neogloboboquadrina dutertrei</i> (D'Orbigny, 1839)	32	8	40	80	120	24	144	96	160	384	56
<i>Neogloboboquadrina incompta</i> (Cifelli, 1961)	16	56	152	96	112	0	192	160	160	288	64
<i>Neogloboboquadrina pachyderma</i> (Ehrenberg, 1861)	16	24	56	32	56	16	64	80	144	64	80
<i>Neogloboboquadrina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Orbulina universa</i> (D'Orbigny, 1839)	16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (Parker & Jones, 1865)	64	0	0	0	0	48	0	0	0	0	0
<i>Beella digitata</i> (Brady, 1879)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Candeina nitida</i> (D'Orbigny, 1839)	112	8	0	0	8	184	0	0	0	32	40
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i> (Parker & Jones, 1865)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Não identificado	496	928	1088	1872	1560	208	1296	1376	1360	2464	312
Densidade Total	4560	3688	5672	8320	8192	2640	7376	6160	8352	10496	2528

Continuação - Anexo IV

Profundidade da camada sedimentar	66-68cm	68-70cm	70-72cm	72-74cm	74-76cm	76-78cm	78-80cm	80-82cm	82-84cm	84-86	86-88cm
Idade estimada (anos cal AP)	34184	34963	35816	36677	37259	37935	38547	39014	39454	39975	40479
<i>Globigerina bulloides</i> (d'Orbigny, 1826)	1360	552	864	1184	1168	1376	672	464	376	544	720
<i>Globigerina falconensis</i> (Blow, 1959)	272	60	160	128	672	544	144	272	56	160	192
<i>Globigerina umbilicata</i> (Orr & Zaitzeff, 1971)	48	4	80	32	0	32	0	32	0	0	32
<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brady, 1879)	0	0	16	32	32	0	16	16	8	0	32
<i>Globigerinoides ruber</i> (pink) (D'Orbigny, 1839)	704	88	544	960	2704	1440	480	624	320	720	384
<i>Globigerinoides ruber</i> (white) (D'Orbigny, 1839)	1392	344	1680	2272	592	2240	1008	1232	616	240	1152
<i>Globigerinoides tenellus</i> (Parker, 1858)	16	0	0	0	48	0	0	16	0	0	0
<i>Globigerinella calida</i> (Parker, 1962)	64	44	80	192	272	160	64	80	24	32	80
<i>Globigerinella siphonifera</i> (D'Orbigny, 1839)	32	0	16	32	0	32	0	0	24	0	48
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger, 1895)	544	272	432	576	416	896	480	416	304	240	304
<i>Globigerinita uvula</i> (Ehrenberg, 1861)	0	0	0	0	0	32	0	0	0	0	0
<i>Globorotalia crassaformis</i> (Galloway & Wissler, 1927)	16	4	64	96	272	128	112	224	48	0	176
<i>Globorotalia cultrata exilis</i> (Blow, 1969)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globorotalia hirsuta</i> (D'Orbigny, 1839)	16	8	0	64	0	0	32	32	32	16	0
<i>Globorotalia inflata</i> (D'Orbigny, 1839)	400	20	320	512	176	1056	592	384	264	224	400
<i>Globorotalia menardii tumida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globorotalia menardii</i> (D'Orbigny, 1865)	16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	16
<i>Globorotalia scitula</i> (Brady, 1882)	48	28	0	32	176	0	0	0	16	128	64
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (d) (D'Orbigny, 1839)	0	4	48	32	112	128	128	128	40	48	80
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (s) (D'Orbigny, 1839)	48	0	16	64	32	32	96	112	48	16	80
<i>Globorotalia unguolata</i> (Bermúdez, 1961)	16	12	16	32	0	128	0	16	0	0	16
<i>Globorotalia tumida</i> (Brady, 1877)	0	0	0	0	16	0	0	0	0	0	0
<i>Globoturborotalita rubescens</i> (Hofker, 1959)	992	344	624	928	1552	1120	304	368	360	896	416
<i>Globocassidulina minuta</i> (Cushman, 1933)	32	8	16	0	0	96	16	16	16	0	48
<i>Trilobatus sacculifer</i> (with sac) (Brady, 1877)	176	24	128	160	64	224	48	80	24	48	80
<i>Trilobatus sacculifer</i> (without sac) (Brady, 1877)	96	20	208	32	384	96	32	112	48	192	16
<i>Trilobatus trilobus</i> (Reuss, 1850)	48	40	176	128	0	224	64	96	40	0	80
<i>Tenuitella iota</i> (Parker, 1962)	0	0	0	0	176	0	0	0	0	32	0
<i>Turborotalita humilis</i> (Brady, 1884)	0	0	0	0	0	0	0	16	0	0	0
<i>Turborotalita quinqueloba</i> (Natland, 1938)	0	4	0	0	0	0	16	0	16	16	16
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (D'Orbigny, 1839)	192	0	240	128	208	288	192	64	56	64	144
<i>Neogloboquadrina incompta</i> (Cifelli, 1961)	512	68	192	544	288	320	128	64	24	0	272
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (Ehrenberg, 1861)	208	24	160	64	168	288	48	96	8	80	208
<i>Neogloboquadrina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Orbulina universa</i> (D'Orbigny, 1839)	16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	16
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (Parker & Jones, 1865)	0	0	0	32	32	0	0	0	8	32	0
<i>Beella digitata</i> (Brady, 1879)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Candeina nitida</i> (D'Orbigny, 1839)	0	0	0	0	160	0	0	0	0	48	0
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i> (Parker & Jones, 1865)	0	0	0	0	16	0	0	0	0	16	0
Não identificado	1376	360	1360	1664	1328	3424	1072	1168	688	592	1088
Densidade Total	8640	2332	7440	9920	11064	14304	5744	6128	3464	4384	6160

Continuação - Anexo IV

Profundidade da camada sedimentar	88-90cm	90-92cm	92-94cm	94-96cm	96-98cm	98-100cm	100-102cm	102-104cm	104-106cm	106-108cm	108-110cm
Idade estimada (anos cal AP)	40948	41452	41944	42446	42982	43421	43819	44257	44674	45054	45462
<i>Globigerina bulloides</i> (d'Orbigny, 1826)	992	720	688	912	448	296	240	296	1024	104	544
<i>Globigerina falconensis</i> (Blow, 1959)	96	96	112	304	112	88	32	80	208	32	192
<i>Globigerina umbilicata</i> (Orr & Zaitzeff, 1971)	64	48	128	0	32	8	24	8	0	16	0
<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brady, 1879)	32	32	48	64	48	16	0	8	0	8	16
<i>Globigerinoides ruber</i> (pink) (D'Orbigny, 1839)	928	640	672	1056	496	232	72	216	1232	176	336
<i>Globigerinoides ruber</i> (white) (D'Orbigny, 1839)	1984	1360	1216	496	1216	744	784	752	352	568	1248
<i>Globigerinoides tenellus</i> (Parker, 1858)	0	0	0	0	0	0	0	0	32	0	0
<i>Globigerinella calida</i> (Parker, 1962)	32	32	64	80	64	16	8	56	48	32	64
<i>Globigerinella siphonifera</i> (D'Orbigny, 1839)	0	0	48	16	16	0	8	24	0	8	16
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger, 1895)	704	304	320	256	368	144	192	240	464	208	384
<i>Globigerinita uvula</i> (Ehrenberg, 1861)	0	16	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globorotalia crassaformis</i> (Galloway & Wissler, 1927)	256	48	80	16	128	40	88	128	32	40	160
<i>Globorotalia cultrata exilis</i> (Blow, 1969)	0	0	0	32	0	0	0	0	16	8	0
<i>Globorotalia hirsuta</i> (D'Orbigny, 1839)	32	16	0	16	64	48	16	8	16	16	48
<i>Globorotalia inflata</i> (D'Orbigny, 1839)	576	528	384	464	496	192	184	120	336	56	64
<i>Globorotalia menardii tumida</i>	0	0	32	0	16	8	16	16	0	8	0
<i>Globorotalia menardii</i> (D'Orbigny, 1865)	0	0	0	0	48	0	0	0	0	0	0
<i>Globorotalia scitula</i> (Brady, 1882)	32	16	16	32	96	8	8	32	64	0	32
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (d) (D'Orbigny, 1839)	32	16	48	48	32	32	32	24	16	16	32
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (s) (D'Orbigny, 1839)	160	32	48	32	80	24	56	32	64	8	64
<i>Globorotalia unguolata</i> (Bermúdez, 1961)	32	48	0	0	32	8	8	16	0	16	32
<i>Globorotalia tumida</i> (Brady, 1877)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globoturborotalita rubescens</i> (Hofker, 1959)	960	592	608	704	800	216	216	152	784	160	224
<i>Globocassidulina minuta</i> (Cushman, 1933)	96	16	16	0	32	8	0	0	0	8	16
<i>Trilobatus sacculifer</i> (with sac) (Brady, 1877)	192	128	80	80	112	32	24	48	0	24	32
<i>Trilobatus sacculifer</i> (without sac) (Brady, 1877)	160	32	80	432	128	32	16	56	80	32	32
<i>Trilobatus trilobus</i> (Reuss, 1850)	64	64	96	0	32	24	48	80	0	8	64
<i>Tenuitella iota</i> (Parker, 1962)	0	0	0	32	0	0	0	0	112	0	0
<i>Turborotalita humilis</i> (Brady, 1884)	0	16	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Turborotalita quinqueloba</i> (Natland, 1938)	32	64	0	32	0	0	0	0	48	0	16
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (D'Orbigny, 1839)	192	48	48	224	224	88	48	56	144	16	16
<i>Neogloboquadrina incompta</i> (Cifelli, 1961)	352	112	176	128	448	136	72	104	96	80	48
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (Ehrenberg, 1861)	320	112	208	208	80	48	72	48	80	48	80
<i>Neogloboquadrina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Orbulina universa</i> (D'Orbigny, 1839)	0	0	0	32	16	0	8	16	16	0	16
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (Parker & Jones, 1865)	32	0	0	80	0	0	0	0	32	0	0
<i>Beella digitata</i> (Brady, 1879)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Candeina nitida</i> (D'Orbigny, 1839)	0	0	0	16	0	8	8	0	32	0	0
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i> (Parker & Jones, 1865)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Não identificado	2688	1488	1504	624	1568	752	656	608	304	528	1056
Densidade Total	11040	6624	6720	6416	7232	3248	2936	3224	5632	2224	4832

Continuação -Anexo IV

Profundidade da camada sedimentar	110-112cm	112-114cm	114-116cm	116-118cm	118-120cm	124 - 126
Idade estimada (anos cal AP)	45909	46318	46774	47221	47653	48989
<i>Globigerina bulloides</i> (d'Orbigny, 1826)	360	696	928	328	384	416
<i>Globigerina falconensis</i> (Blow, 1959)	56	184	160	96	128	48
<i>Globigerina umbilicata</i> (Orr & Zaitzeff, 1971)	8	0	0	0	0	0
<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brady, 1879)	0	32	0	0	8	32
<i>Globigerinoides ruber</i> (pink) (D'Orbigny, 1839)	360	496	1952	400	376	656
<i>Globigerinoides ruber</i> (white) (D'Orbigny, 1839)	1104	1528	288	712	816	256
<i>Globigerinoides tenellus</i> (Parker, 1858)	0	0	0	0	0	16
<i>Globigerinella calida</i> (Parker, 1962)	24	24	80	24	16	96
<i>Globigerinella siphonifera</i> (D'Orbigny, 1839)	24	0	48	8	8	48
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger, 1895)	392	496	704	184	424	416
<i>Globigerinita uvula</i> (Ehrenberg, 1861)	0	0	0	0	0	0
<i>Globorotalia crassaformis</i> (Galloway & Wissler, 1927)	40	152	32	24	48	16
<i>Globorotalia cultrata exilis</i> (Blow, 1969)	0	0	0	0	0	0
<i>Globorotalia hirsuta</i> (D'Orbigny, 1839)	24	16	0	8	8	32
<i>Globorotalia inflata</i> (D'Orbigny, 1839)	48	72	48	88	176	96
<i>Globorotalia menardii tumida</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Globorotalia menardii</i> (D'Orbigny, 1865)	8	0	0	0	0	0
<i>Globorotalia scitula</i> (Brady, 1882)	24	16	32	0	8	144
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (d) (D'Orbigny, 1839)	32	24	32	40	24	32
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (s) (D'Orbigny, 1839)	0	0	128	48	16	352
<i>Globorotalia unguolata</i> (Bermúdez, 1961)	8	8	0	8	0	0
<i>Globorotalia tumida</i> (Brady, 1877)	0	0	0	0	0	0
<i>Globoturbototalita rubescens</i> (Hofker, 1959)	264	368	352	176	232	704
<i>Globocassidulina minuta</i> (Cushman, 1933)	24	16	0	8	16	0
<i>Trilobatus sacculifer</i> (with sac) (Brady, 1877)	56	32	0	32	48	16
<i>Trilobatus sacculifer</i> (without sac) (Brady, 1877)	64	64	384	32	72	512
<i>Trilobatus trilobus</i> (Reuss, 1850)	32	72	0	24	104	0
<i>Tenuitella iota</i> (Parker, 1962)	0	0	16	0	0	16
<i>Turbototalita humilis</i> (Brady, 1884)	0	0	0	0	0	0
<i>Turbototalita quinqueloba</i> (Natland, 1938)	0	0	0	0	0	0
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (D'Orbigny, 1839)	24	32	48	48	8	48
<i>Neogloboquadrina incompta</i> (Cifelli, 1961)	40	96	96	88	64	96
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (Ehrenberg, 1861)	48	80	16	96	48	32
<i>Neogloboquadrina</i> spp.	0	0	0	0	0	0
<i>Orbulina universa</i> (D'Orbigny, 1839)	0	8	0	8	0	48
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (Parker & Jones, 1865)	0	16	0	8	8	96
<i>Beella digitata</i> (Brady, 1879)	0	0	0	0	8	0
<i>Candeina nitida</i> (D'Orbigny, 1839)	0	0	0	0	0	48
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i> (Parker & Jones, 1865)	0	0	0	0	0	0
Não identificado	1024	1296	304	496	624	288
Densidade Total	4088	5824	5648	2984	3672	4560

ANEXO V – Razão de produtividade Gb/Gr, espécies utilizadas como proxies para ambientes oligotróficos (*G. ruber* e *T. sacculifer*) e alta produtividade (*G. bulloides* e *G. glutinata*), e temperaturas estimadas baseadas em função de transferência e razão Mg/Ca do NAP63-1 (24°30'10" S 44°11'28" W, 842 m).

Idade estimada (anos cal AP)	Razão Gb/Gr	<i>T. sacculifer</i> (%)	<i>G. ruber</i> (%)	<i>G. bulloides</i> (%)	<i>G. glutinata</i> (%)	MAT (função de transferencia) TSM estimada (C°)	Mg/Ca (<i>G. Ruber white</i>) TSM estimada (C°)
1518	0,03	4,8	50,4	1,4	1,8	25,9	
2448	0,04	2,1	50,2	1,9	2,4	25,6	
3369	0,11	5,4	48,5	5,3	3,9	26	23,9
4283	0,05	3,5	52,9	2,7	1,7	26	24,2
5240	0,04	1,7	47,6	2,1	3,8	25,6	
6269	0,1	5	47,3	4,8	4,8	25,4	23,7
7441	0,06	4,4	48,1	2,9	4,4	25,1	23,7
8160	0,22	7,3	38,9	8,7	5,2	24,9	23,8
8901	0,12	7,8	41,9	5,1	3,6	25,3	24,2
9764	0,08	4,1	39,2	3,2	6,6	24,8	23,4
10630	0,12	5,5	45,3	5,5	5,1	25,2	24,1
11426	0,15	3,5	43,9	6,4	6,6	24,9	22,9
12506	0,41	7,9	26,6	10,8	7,9	24,5	23,6
13490	0,14	3,7	40,6	5,5	6,8	24,7	23,7
14538	0,22	2	40	8,6	6,4	24,4	22,7
15715	0,2	3,3	40,8	8,1	8,4	24,3	22,0
16832	0,2	3,2	35,7	7,0	5,7	23,9	21,6
17751	0,53	5,4	29,7	15,8	5,0	24,3	22,0
18702	0,28	2,6	33,4	9,4	6,8	24,4	
19595	0,32	1,8	37,7	12,0	7,0	24,1	22,3
20549	0,33	2,4	38,4	12,7	5,3	24,4	21,4
21534	0,32	2	37,2	11,8	5,7	24	22,1
22241	0,7	4,9	23,2	16,1	6,7	23,9	22,5
22951	0,37	2,2	30,2	11,1	8,2	23,8	22,8
24346	0,45	2,8	28,9	13,0	7,9	23,6	22,7
26389	0,63	1,7	27,5	17,3	5,6	23,2	23,6
28422	0,64	2,4	28	17,9	6,8	23,4	
29266	0,84	6,7	19,1	16,1	6,4	23,6	23,3
30025	0,6	2	27,3	16,5	7,4	23,4	22,6
30823	0,53	2,1	24,9	13,2	7,5	23,2	22,9
31715	0,54	2,5	29,1	15,7	3,6	23	22,7
32552	0,63	3	19,5	12,2	7,0	22,8	22,6
33321	1,38	5,1	14,9	20,6	6,3	21,5	22,5
34184	0,65	3,1	24,3	15,7	6,3	22,6	
34963	1,28	1,9	18,5	23,7	11,7	21,9	22,9
35816	0,39	4,5	29,9	11,6	5,8	23,9	23,4
36677	0,37	1,9	32,6	11,9	5,8	23,9	
37259	0,35	4	29,8	10,6	3,8	24	22,4
37935	0,37	2,2	25,7	9,6	6,3	22,9	23,6
38547	0,45	1,4	25,9	11,7	8,4	22,9	22,8
39014	0,25	3,1	30,3	7,6	6,8	23,5	
39454	0,4	2,1	27	10,9	8,8	23,5	
39975	0,57	5,5	21,9	12,4	5,5	23,1	23,6
40479	0,47	1,6	24,9	11,7	4,9	22,7	21,4
40948	0,34	3,2	26,4	9,0	6,4	22,9	22,4
41452	0,36	2,4	30,2	10,9	4,6	23,1	21,5
41944	0,36	2,4	28,1	10,2	4,8	22,7	21,9
42446	0,59	8	24,2	14,2	4,0	22,8	22,8
42982	0,26	3,3	23,7	6,2	5,1	23,7	
43421	0,3	2	30	9,1	4,4	23,7	
43819	0,28	1,4	29,2	8,2	6,5	23,5	23,0
44257	0,31	3,2	30	9,2	7,4	24,1	22,0
44674	0,65	1,4	28,1	18,2	8,2	23	22,0
45054	0,14	2,5	33,5	4,7	9,4	24,1	
45462	0,34	1,3	32,8	11,3	7,9	23,8	
45909	0,25	2,9	35,8	8,8	9,6	24,4	21,9
46318	0,34	1,6	34,8	12,0	8,5	24	22,9
46774	0,41	6,8	39,7	16,4	12,5	24,2	21,5
47221	0,29	2,1	37,3	11,0	6,2	23,6	22,1
47653	0,32	3,3	32,5	10,5	11,5	23,8	
48989	0,46	11,6	20	9,1	9,1	24,5	23,3